

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 70 (1977)
Heft: 2

Artikel: Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen : zur triasisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens
Autor: Kälin, Otto / Trümpy, Daniel M.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164624>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 14.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 70/2	Seiten 295–350	5 Textfiguren und 11 Tafeln	Basel, Juli 1977
---------------------	-----------	----------------	--------------------------------	------------------

Sedimentation und Paläotektonik in den westlichen Südalpen: Zur triasisch-jurassischen Geschichte des Monte Nudo-Beckens

Von OTTO KÄLIN¹⁾ und DANIEL M. TRÜMPY²⁾

ABSTRACT

The upper Triassic and Jurassic sedimentary evolution of the Western Lombardy is controlled by synsedimentary tectonic movements. A system of horsts and grabens, resulting from the interference of Rhetian-lower Liassic N-S trending tensional faults with pre-existing ENE-WSW oriented late Variscan structures, seems to be the most feasible model to explain the Mesozoic facies patterns.

A detailed English summary is presented at the end of this paper.

International Geological Correlation Programme, Project 105, Contribution Nr. 3.

RIASSUNTO

La sedimentazione nel dominio Lombardo occidentale durante il Trias superiore e il Giurese è controllata da una più o meno intensa attività tettonica sinsedimentaria. Un sistema di horst e graben, dovuto all'interferenza di nuovi lineamenti tettonici ad orientazione press'a poco N-S con i precedenti elementi strutturali tardo-ercinici orientati ENE-WSW, sembra essere il modello più plausibile per spiegare la distribuzione delle facies mesozoiche.

Un sommario in inglese alla fine dell'articolo ricapitola i punti essenziali trattati in questo lavoro.

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung	295
Zur prärhätischen Stratigraphie in der Westlombardei	297
Rhät	297
Die Auflagerung des unteren Lias	301
Beckenfazies des unteren und mittleren Lias	306
Zur faziellen Differenzierung im mittleren und oberen Lias	314
Valmaggiore-Formation	319
Zur paläotektonischen Entwicklung der Westlombardei – eine Zusammenfassung	324
Summary	333
Literaturverzeichnis	335

Einleitung

Um die Wechselbeziehung zwischen Sedimentation und Paläotektonik im Lias des Varesotto abzuklären, wurden zwischen 1973 und 1976 unter der Leitung von D. Bernoulli (Basel) und R. Trümpy (Zürich) am Geologischen Institut in Zürich eine

¹⁾ Geologisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, 4056 Basel.

²⁾ Faculté des Sciences Exactes (Géologie), Avenue Philippon, 64010 Pau, France.

Reihe von Diplomarbeiten ausgeführt (S. LÜTHI 1973, O. KÄLIN 1974, D.M. TRÜMPY 1975, F. MORAX 1976). Die vorliegende Publikation basiert auf diesen Arbeiten und enthält zusätzliche Daten und Interpretationen. Weitere Untersuchungen, die sich mit den pelagischen Sequenzen der südalpiner Schichtreihe befassen und an denen einer von uns (O. Kälin) beteiligt ist, sind derzeit im Gange.

Als wegleitend für die Geologie der Lombardei erwiesen sich die Dissertationen von WIEDENMAYER (1963) und BERNOULLI (1964). Ein detailliertes Verzeichnis weiterer Autoren, die sich mit der Geologie der westlichen Südalpen befassten, findet sich in der Arbeit WIEDENMAYERS. In jüngster Zeit haben sich ausserdem BOSELLINI (1973), MONTANARI & CRESPI (1974) und GAETANI (1975) mit der sedimentären Entwicklung des lombardischen Beckens auseinandergesetzt.

Eine geographische bzw. geologisch-tektonische Übersicht vermittelt Tafel 7.

Die vorliegende Arbeit ist Beitrag Nr. 3 zum Projekt 105 «Continental Margins in the Alps» des International Geological Correlation Programme.

Während des Perms und der Trias sind die Südalpen Teil eines ausgedehnten epikontinentalen Randmeeres der Paläotethys (sensu LAUBSCHER & BERNOULLI 1977). Distensive Tektonik im Zusammenhang mit der Öffnung eines Ozeans im Westen bestimmt die jurassische Sedimentation; die Südalpen werden zu einem Abschnitt des südlichen Kontinentalrandes der Tethys.

Das lombardische Becken, im Westen begrenzt durch das Canavese, im Osten durch das Trento-Plateau, nimmt innerhalb des südlichen Kontinentalrandes eine distale Stellung ein (vgl. u.a. BOSELLINI 1973 und bezüglich der Gliederung des zentralen und östlichen lombardischen Beckens GAETANI 1975, p. 383).

Im westlichen Teil des lombardischen Beckens sind vier paläotektonische Elemente von Bedeutung:

- das *Generoso-Becken* (vgl. BERNOULLI 1964);
- das *Monte Nudo-Becken*, das sich in einen zentralen (NW der Arbostora-Scholle) und einen südwestlichen Teil (zwischen dem Monte Campo dei Fiori und dem Langensee) gliedern lässt;
- die Porphyrmassen beidseits des Langensees, die ursprünglich vermutlich eine paläotektonische Einheit darstellten. Wir nennen diese Struktur im folgenden *Arbostora-Gozzano-Element*. Aus ihrer ? rhätisch-unterliasischen Zergliederung resultieren die *Arbostora-Schwelle* im Osten und die *Gozzano-Schwelle* im Westen. (Der Ausdruck «Arbostora-Scholle» [Campo dei Fiori-Antiklinale auct.], von BERNOULLI als Bezeichnung für die alpin-tektonische Struktur südlich der Valcuvia-Synklinale eingeführt, wird in diesem Sinne beibehalten.)

Der Terminus «Luganer Schwelle» sensu WIEDENMAYER (1963) und BERNOULLI (1964) beschreibt den instabilen Ostrand einer nach Westen gekippten Bruchscholle, der sich während des unteren und mittleren Lias (im Gebiete von Arzo) durch eine besondere sedimentäre Entwicklung auszeichnet (Macchia vecchia, Broccatello, Besazio-Kalk). Die neu eingeführte Bezeichnung «Arbostora-Schwelle» ist nicht gleichbedeutend mit «Luganer Schwelle» (oder «Schwelle von Arzo»), da unsere Untersuchungen zeigten, dass sich die liasischen Faziesmuster der Westlombardei

besser mit einem Horst-Graben-Modell als mit einem System gekippter Blöcke im Sinne BERNOULLIS (1964, Fig. 18, p. 55) vereinbaren lassen:

Unterliasische Schwellenfazies sind nicht auf den Raum Arzo-Saltrio (Broccatello) beschränkt, sondern können als heterogene Bildungen (Saltrio-Schichten, vgl. Tf. 9) in der Sedimentbedeckung der Arbostora-Scholle bis ins Gebiet des Campo dei Fiori nachgewiesen werden (zwischen dem Campo dei Fiori und dem Langensee ist die Lias-Basis nicht mehr aufgeschlossen). Die Verbreitung generell reduzierter, zum Teil kondensierter Schwellensedimente ist offenbar an die permischen Porphyrmassen südlich der Valcuvia gebunden.

Auf der Südabdachung der Porphyrscholle manifestiert sich in den Saltrio-Schichten (vgl. unten) deutlich der Einfluss eines Systems annähernd paralleler, syngenetischer Brüche. Diese NNE-SSW orientierten, nachweisbar im Rhät und unteren Lias aktiven Verwerfungen lassen sich in die Vulkanite der San Giorgio- bzw. Morcote-Halbinsel verfolgen und widerspiegeln sich auch in den Konturen des Luganersees.

Unseres Erachtens erlauben diese Beobachtungen die Sedimentationsverhältnisse, die den Streifen jurassischer Sedimente zwischen Mendrisio und Varese kennzeichnen, auf die ganze Arbostora-Scholle zu extrapolieren. Wir glauben mindestens während des unteren Lias von einer Arbostora-Schwelle sprechen zu dürfen.

Zur prähätischen Stratigraphie in der Westlombardei

Wir verzichten hier auf eine ausführliche Beschreibung der Formationen und beschränken uns auf die zusammenfassende Darstellung in Figur 1.

Rhät

In jüngerer Zeit haben WIEDENMAYER (1963 und W. et al. 1964, unpubl.) und GNACCOLINI (1964, 1965) das westlombardische Rhät neu bearbeitet. Bei der Interpretation der rhätischen Ablagerungen zeigen sich jedoch erhebliche Unterschiede (vgl. Fig. 2).

Nach GNACCOLINI (1964) gestatten Makrofossilien eine Unterteilung in ein unteres, mittleres und oberes Rhät. Der Wert der auf Bivalven (hauptsächlich Faziesfossilien) basierenden Rhät-Stratigraphie ist jedoch umstritten. Wir glauben deshalb, dass vorderhand keine genaueren Angaben über das Alter einzelner Serien gemacht werden können. Überdies fehlen unseres Erachtens in der Westlombardei jegliche Anhaltspunkte über die Lage der Trias-Jura-Grenze; wir schliessen nicht aus, dass der Conchodon-Kalk lokal ins Hettangian reicht (vgl. GAETANI 1975).

Der Begriff Conchodon-Kalk ersetzt hier GNACCOLINIS «Dolomia a Conchodon» (Fm.). GNACCOLINI möchte diesen in der Zentrallombardei gebräuchlichen Namen beibehalten, obwohl die Serie in der Westlombardei vornehmlich kalkig ausgebildet ist.

Im Rhät des Varesotto lassen sich drei Faziesbezirke unterscheiden:

1. Nordwestlich der Brusimpiano-Cabiaglio-Linie (N-Rand der Arbostora-Scholle, vgl. Tf. 7) hält die Sedimentation vom Typ Hauptdolomit offensichtlich bis an die Basis des «oberrhätischen» Conchodon-Kalkes an. Der Übergang zwischen

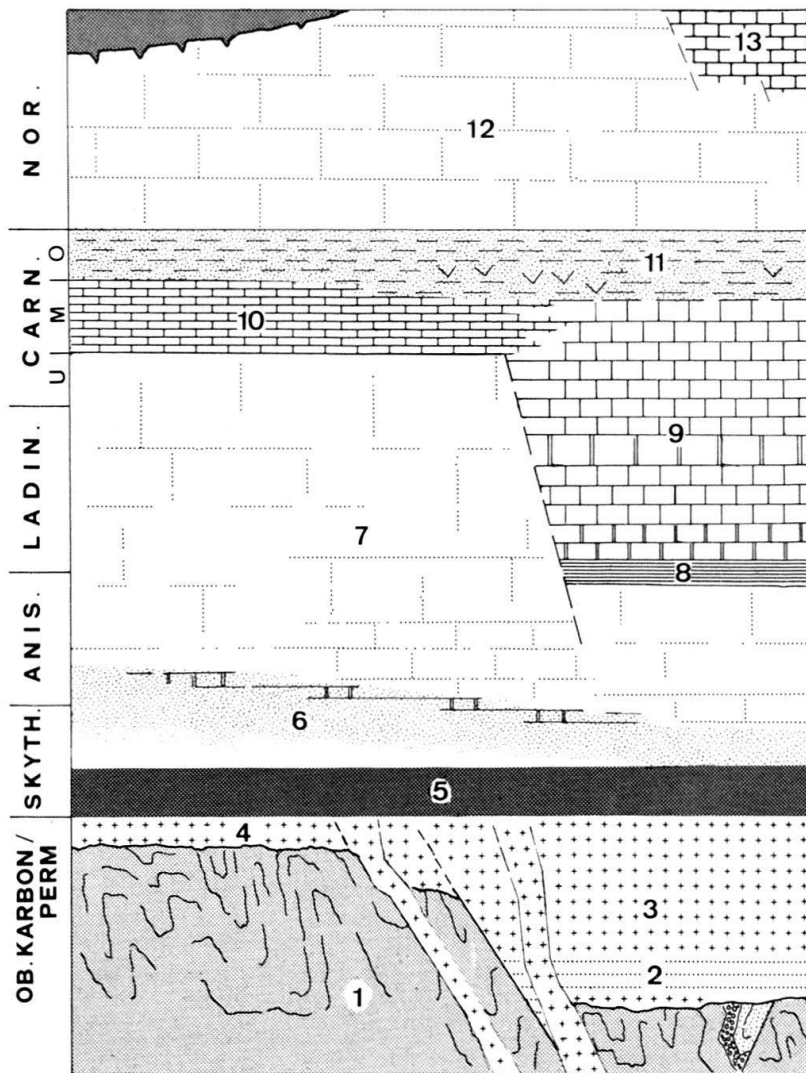


Fig. 1. Die prähätische Schichtreihe der westlichen Lombardei.

- 1 = Insubrisches Kristallin der Ceneri- und der Val Colla-Zone mit eingeschupptem, nicht metamorphem mittlerem Westphalian (Sandsteine, Konglomerate).
- 2 = Nach einer einleitenden explosiven Förderung saurer Vulkanite fließen andesitische und dacitische Laven in spätherzynische, WSW-ENE orientierte grabenartige Strukturen aus; Unterperm, eventuell Stephanian.
- 3 = Saurer Vulkanismus (Ignimbrite, Tuffe, untergeordnet rhyolitische Laven); die subvulkanischen Granophyre der Westlombardei, petrographisch dem unterpermischen Baveno-Granit entsprechend, gelten als jüngstes Glied der Vulkanit-Serie.
- 4 = Saure Tuffe, nicht an das permische Arbostora-Gozzano-Element gebunden; sie entsprechen altersmäßig entweder der initialen Explosivphase (vgl. LEHNER 1952) oder dem sauren Vulkanismus (3).
- 5 = Mittelperm-basale Trias: Schichtlücke. Der im Osten verbreitete Verrucano lombardo besteht aus Abtragsprodukten der Luganer Vulkanit-Serie.
- 6 = Servino-Serie (Arkosen, Quarzite, verrucano-artige Konglomerate, dolomitische Sandsteine, Siltsteine und Mergel); oberes Skythian – unteres Anisian (?); Transgressionsfazies. Gradueßer Übergang zu:
- 7 = Salvatore-Dolomit; mittleres Anisian – unteres Carnian; Plattform-Karbonate mit vorwiegend rezifalen und lagunären Faziestypen.
- 8 = Grenzbitumen-Zone; oberes Anisian – unteres Ladinian; euxinische Bildungen (laminierte Dolomite, Sapropelite, untergeordnet Tuffe) mit reicher Wirbeltierfauna.

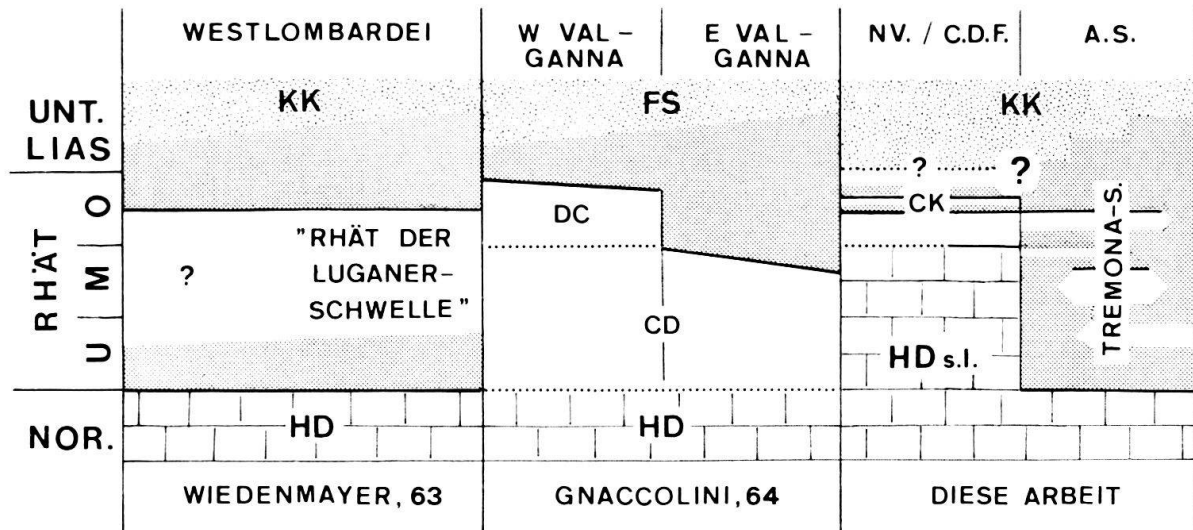


Fig. 2. Gliederung des westlombardischen Rhäts, zusammengestellt nach WIEDENMAYER, GNACCOLINI und eigenen Untersuchungen.

A.S. = Arbostora-Scholle (exkl. westlicher Campo dei Fiori)

C.D.F. = westlicher Campo dei Fiori

NV. = nördlich der Valcuvia

HD = Hauptdolomit; CD = Dolomia del Campo dei Fiori; DC = Dolomia a Conchodon; CK = Conchodon-Kalk; KK = Lombardischer Kieselkalk (inkl. Saltrio-Schichten auf der Arbostora-Scholle); FS = Formazione di Saltrio; *ausgezogene Linien* = Diskontinuität (transgressiver bzw. erosiver Kontakt, Winkeldiskordanz); *Punktlinien* = kontinuierlicher Übergang; *enger Punktraster* = Schichtlücken.

dem rhätischen Hauptdolomit und dem Conchodon-Kalk erfolgt i.a. graduell. Obwohl sich in diesem Gebiet die mächtigsten und vollständigsten Rhät-Serien der Westlombardei befinden (vgl. GNACCOLINI 1964), lassen drastische Mächtigkeitsdifferenzen (lokal sogar Fehlen des Conchodon-Kalkes; Pizzoni di Laveno, Vararo) auch im Bereich des künftigen zentralen Monte Nudo-Beckens auf intensive synd sedimentäre Tektonik schließen.

Im jüngeren Conchodon-Kalk konnten öfters subaërische Bildungen festgestellt werden (z. B. Terra rossa am Sasso del Ferro und am Monte Martinello, Kalkkru-

9 = Meride-Kalke s.l. (San Giorgio-Dolomit, untere Meride-Kalke, Dolomitband, obere Meride-Kalke, Kalkschiefer-Zone); mittleres Ladinian – mittleres Carnian; subeuxinische, hypersaline Bildungen (vorwiegend bituminöse Kalke mit hohem Tonanteil).

10 = Formazione di Cunardo; mittleres Carnian; an das Verbreitungsgebiet des Salvatore-Dolomits gebunden; laminierte (Kalzit-Dolomit-Wechselagerungen), bituminöse Karbonate mit eingeschalteten Sapropeliten.

11 = Formazione di San Giovanni Bianco (obere Raibler Schichten; Marne del Pizzella, ALLASINAZ 1968); oberes Carnian; Gipse und Rauhwacken; klastische Gesteine: im E grobe Brekzien (vgl. BERNOULLI 1964), auf der San Giorgio-Halbinsel Sandsteine, im W Siltite; bunte Mergel, kryptalgal-laminierte Dolomite; Einebnung des mitteltriasischen Reliefs.

12 = Hauptdolomit s.l.; Norian, lokal bis ins mittlere Rhät reichend; Flachwasserkarbonate im Gezeitenbereich; im oberen Norian lokal Emersionen und Heteropie mit:

13 = Calcari di Zorzino, bituminöse Kalke und Dolomite.

sten am Monte S. Martino, E Arcumeggia). Diese Bildungen sind jedoch als *Einlagerungen* im jüngeren Conchodon-Kalk zu erkennen. Sie dokumentieren episodische Emersionen während der Ablagerung dieser Formation. Die Ansicht früherer Autoren (LEUZINGER 1926, VAN HOUTEN 1929, GNACCOLINI 1964), wonach zwischen dem Conchodon-Kalk und dem lombardischen Kieselkalk *eine* ausgedehnte (Hettangian) Emersionsphase stattgefunden hätte, kann nicht bestätigt werden.

2. Auf der westlichen Arbostora-Scholle (Campo dei Fiori inkl. künftiges SW Monte Nudo-Becken) schalten sich in die rhätischen Anteile des Hauptdolomits mergelige Kalke und Dolomite ein, wie sie in der Tremona-Serie (vgl. unten) verbreitet sind (typische «Dolomia del Campo dei Fiori» GNACCOLINI, vgl. Fig. 2). Darauf ruht deutlich transgressiv der Conchodon-Kalk. Auch hier lassen sich in seinem jüngeren Anteil terrestrische Bildungen (Terra rossa, Residualkonglomerate) feststellen.

3. Die östliche Arbostora-Scholle, zwischen den Santa Maria-Störungen und der rhätischen Luganer Linie (vgl. BERNOULLI 1964, p. 20), zeichnet sich durch eine deutlich verschiedene Entwicklung der rhätischen Ablagerungen aus. Wir führen für das Rhät dieses Bezirks die Bezeichnung «*Tremona-Serie*» ein. Als Typprofil schlagen wir das von WIEDENMAYER (1963, p. 551–568) detailliert beschriebene Profil des Kirchhügels von Sant'Agata in Tremona vor.

Die Tremona-Serie ruht mit einer Schichtlücke auf dem Hauptdolomit; charakteristisch sind aufgearbeitete Hauptdolomit-Komponenten oder Residualtone an ihrer Basis. Wo die Auflagerung nicht direkt sichtbar ist, ist der bruske Fazieswechsel von den tonarmen Dolomiten im Liegenden zu den tonigen, häufig kalkreichen Dolomikriten der Tremona-Serie dennoch augenfällig. Der Übergang von der Tremona-Serie in die Saltrio-Schichten (vgl. unten) oder den Broccatello d'Arzo (massige litho-/biohermale Kalke, vgl. WIEDENMAYER 1963) im Hangenden ist wiederum durch eine Schichtlücke gekennzeichnet; ab und zu besteht eine deutliche Winkeldiskordanz. Fazies, Mächtigkeit und Verbreitung der Tremona-Serie sind auf Tafel 8 ersichtlich. Die grösste Mächtigkeit wurde am Typprofil gemessen; weiter westlich sind die Mächtigkeiten geringer, lokal fehlt die Serie gänzlich (Arzo-Borgioli, Saltrio-Salnova, Brenno Useria, Monte Monarco; vgl. Tf. 8 bzw. 9).

Kennzeichnend für die Tremona-Serie sind interne Schichtlücken und Diskordanzen (vgl. SENN 1924, WIEDENMAYER 1963) sowie Anzeichen für reduzierte Sedimentation in leicht reduzierendem Milieu (Glaukonit).

Lithofazielle Analogien bestehen sowohl zum rhätischen Hauptdolomit des westlichen Varesotto, als auch zum («mittelrhätischen») Calcare di Zù der Zentral-lombardei. In einzelnen Profilen enthalten die jüngeren Teile der Tremona-Serie ausserdem Sedimente in Conchodon-Kalk-Fazies («oberes Rhät») (dolomitisiert, aber deutlich erkennbar im Torrente Poaggia, unverwechselbar bei Frascarolo, vgl. Tf. 8).

Aus dem östlichen Piemont, westlich der Langensee-Störung, sind keine rhätischen Sedimente bekannt; eine Ablagerung mit nachfolgender Erosion erscheint unwahrscheinlich.

Lithologien im Rhät des Varesotto

Im rhätischen Hauptdolomit nördlich der Valcuvia dominieren Loferite (vgl. FISCHER 1964). Südlich davon alternieren diese mit Mergellagen, mergeligen Karbonaten, seifigen Tonen und, untergeordnet, Kalkareniten (Oolithe, Biosparite). Beidseits der Valcuvia fanden wir quarz- und sanidinführende Dolomite. Dieser silikatische Detritus lässt sich möglicherweise aus emergierten Porphyrgebieten im Bereich der Schwelle von Gozzano beziehen. Korngrösse und Sortierung sprechen für einen äolischen Transport.

In der Tremona-Serie überwiegen dolomitische Mergel und Tone. Häufig sind daneben atypische Dolomikrite, während sich vor allem in den oberen Partien Sedimente des bewegten Wassers (Oo- und Biosparite, epiklastische Kalkarenite) und Tidalite einschalten (für eine detaillierte Beschreibung der Lithofazies verweisen wir auf WIEDENMAYER 1963, p. 551–568).

Der Conchodon-Kalk schliesslich zeigt eine Vielfalt verschiedener Mikrofazies-Typen des flach-subtidalen und intertidalen Bereiches: Dominierend sind Disarenite (sensu ZORN 1971), häufig mit Austrocknungsstrukturen, fossilführende Pelletarenite und Pelmikrite. Blassgrüne, pelitische Einschwemmungen füllen Taschen in verkarsteten Bankoberflächen.

Die Auflagerung des unteren Lias

Mit dem Übergang von den Flachwasser-Karbonaten der Obertrias zu den tiefer-marinen, spiculitischen Ablagerungen des unteren Lias setzt eine deutliche topographische Gliederung des westlombardischen Sedimentationsraumes ein. Sie beruht auf einer Akzentuierung der im Rhät bereits evidenten Subsidenzunterschiede; die Sedimentation hält jedoch mit der Subsidenz nicht mehr Schritt.

Im Bereich der Schwellen lagert der Lias «transgressiv» auf Obertrias (Arbostora-Schwelle), Mitteltrias (Monte Fenera, westliche Gozzano-Schwelle) oder Perm-Vulkaniten (Gozzano).

Im Zusammenhang mit der Auflagerung der unterliasischen Sedimente im Bereich der Arbostora-Schwelle verwenden wir den Begriff «transgressiv» in einem erweiterten Sinne: eine «Transgression» setzt danach nicht zwingend eine vorangehende Emersion voraus; als «Transgression» bezeichnen wir auch ein erneutes Einsetzen der Sedimentation nach einer Phase submariner Erosion oder einem Sedimentations-Unterbruch (kenntlich durch Winkeldiskordanzen, erosive Kontakte, «hardgrounds» oder auch nur durch fazielle Diskontinuitäten).

Wir fassen die heterogenen «Transgressions-Bildungen» unter dem Begriff «*Saltrio-Schichten*» zusammen (vgl. unten und Tf.9).

Ein gradueller Übergang von den rhätischen Flachwasser-Karbonaten in die unterliasischen Spiculite ist kennzeichnend für das Gebiet des künftigen Beckens. Südlich des Passo Cuvignone (Monte Nudo) vermittelt über Gesteinen in typischer Conchodon-Kalk-Fazies ein geringmächtiger, gut sortierter und lokal undeutlich lagig strukturierter Pseudoolith (vgl. Tf. 3, Fig. 1) den Übergang in den basalen Kieselkalk. Unter den Komponenten des Pseudooliths überwiegen gerundete kryptokristalline Partikel; Ooide und «algal» umkrusteter Organodetritus kommen zu wechselnden Anteilen vor. In ähnlicher Weise erfolgt die Auflagerung am Monte San Martino (E Arcumeggia).

In unmittelbar nördlich an die Arbostora-Schwelle grenzenden Gebieten (Monte Martinello, Monte Marzio) alternieren Pseudo-Oolithe und feinkörnige Kalkarenite mit typischem Conchodon-Kalk. Der Übergang in den Kieselkalk erfolgt auch hier graduell.

Die Saltrio-Schichten

Die Saltrio-Schichten sind nicht identisch mit der «Formazione di Saltrio» GNACCOLINIS (1964; als Bezeichnung für den lombardischen Kieselkalk verwendet) und nicht identisch mit GAETANIS «Saltrio calcarenite» (1974, p. 395). GAETANI schliesst, gemäss seiner Mächtigkeitsangaben aus dem Gebiete von Saltrio, in diesen Begriff auch die makroskopisch den Saltrio-Schichten ähnlich sehenden epiklastischen Kalkarenite des basalen encrinitischen Kieselkalkes ein.

Charakteristika der Saltrio-Schichten sind:

- transgressive Auflagerung;
- stratigraphische Kondensation mit typischen sedimentären Begleiterscheinungen (hardgrounds, angebohrte Schichtflächen, Glaukonit, Phosphorit);
- hoher, oft gesteinsbildender biogener Anteil (Encrinite, Bivalven-Lumachellen; lokal Cephalopoden und Brachiopoden);
- in verschiedenen Lithotypen deutliche Bankung und zu wechselnden Anteilen aufgearbeitetes älteres Sediment.

Die Abtrennung der Saltrio-Schichten vom Broccatello d'Arzo mag in gewissen Fällen etwas künstlich erscheinen. Sie wurde jedoch in früheren Arbeiten (vgl. WIEDENMAYER 1963, BERNOULLI 1964) konsequent durchgeführt. Während sich Lithotyp *B* (Typ Saltrio, vgl. unten) nur gerade durch seine banale Farbtönung und eine (undeutliche) Bankung vom Broccatello unterscheidet, erlauben strukturelle und textuelle Eigenschaften der übrigen Lithotypen eine einwandfreie Unterscheidung von den litho-/biohermalen Bildungen der Gegend von Arzo.

Der basale encrinitische Kieselkalk der Schwellenfazies kann im Felde gewissen Typen der Saltrio-Schichten recht ähnlich sehen. Die laminierte Struktur und die Häufigkeit der Schwammnadeln erlauben dennoch leicht eine Unterscheidung. Im östlichen Teil der Arbostora-Schwelle ist der Übergang Saltrio-Schichten/basaler Kieselkalk zudem durch sedimentäre Diskontinuitäten oder gar durch Winkeldiskordanzen gekennzeichnet (vgl. Tf. 2, Fig. 3).

Lithofazies und Ablagerungsmilieu: Jede der vier im folgenden beschriebenen Lithofazies-Assoziationen lässt sich einer bestimmten paläotektonischen Stellung in der gegliederten Topographie der Schwellen zuordnen (vgl. Tf. 9):

A – Typ Viggiù

Pietra di Viggiù, vgl. WIEDENMAYER (1963, p. 590). Kreuzgeschichtete, lagenweise gradierte, häufig dolomitisierte epiklastische Kalkarenite. Oft schalten sich feinruditische Lagen in die monotonen Arenite. Das schmutziggelbe Gestein wittert grau an. Typ *A* transgrediert auf Hauptdolomit (Brenno, vgl. Tf. 9, Profil 10) oder Tremona-Serie (Monte San Elia, Viggiù, Valganna-Bregazzana, Santa Maria del Monte; Profile 8, 9, 12, 13).

Die Vorkommen von Typ *A* sind an zwei von synsedimentären Bruchstaffeln begrenzte Graben in der Gegend von Viggiù und Bregazzana gebunden (vgl. Tf. 9, Rekonstruktion zur Zeit der Bucklandi-Zone). In den Randbereichen des Grabens von Viggiù (Profile 8 und 10) wird Typ *A* von Encriniten des Typs *B* überlagert (oberes Unter-Sinemurian).

Typ Viggiù dokumentiert vermutlich eine ältere (? Hettangian) Überflutung der Arbostora-Schwelle. Wir deuten die Graben von Viggiù und Bregazzana als Sedimentfänger während einer Periode submariner Denudation der Schwelle.

Mikroskopische Beschreibung: Kalzitisch zementierter Dolomit-Kalk-Arenit bis -Rudit (vgl. Tf. 1, Fig. 1). Die Komponenten gliedern sich in gerundete kryptokristalline Partikel unsicherer Herkunft (? aufgearbeitetes Rhät, 50%), zerbrochene Ooide und umkrusteten Biodetritus (5–20%) sowie, zu wechselnden Anteilen, arenitische oder feinruditische Gesteinsfragmente (Oomikrite und Pseudoolithe, Dolomitpelite, quarzföhrnde und quarzsandige Dolomite, sparitischer Dolomit). Die lithischen Komponenten lassen sich ausnahmslos aus der Obertrias beziehen (Rhät und Hauptdolomit, eventuell Formazione di San Giovanni Bianco). In der Zusammensetzung der jüngeren Sedimente des Typ Viggiù zeichnet sich eine erhöhte bioklastische Zufuhr von lokalen Horsten im Randbereich der Graben ab (Echinodermen-Fragmente mit homoaxialen Anwachssäumen). Der Übergang in den basalen Kieselkalk erfolgt im allgemeinen graduell.

B – Typ Saltrio

Helle, bioklastische Kalkarenite; sie sind dem Broccatello recht nahe verwandt. Die vorwiegend vertretenen Encrinite (vgl. Tf. 1, Fig. 5) gehen seitlich in Bivalven-Lumachellen oder in Biomikrite mit abweichenden Farbtönen (schokoladebraun, grün) über. Die Bankung ist undeutlich. Typ *B* transgrediert auf Hauptdolomit (Saltrio; vgl. Tf. 9, Profil 4), Tremona-Serie (T. Ripiantino-Saltrio, T. Poaggia; Profile 5, 7) oder Typ *A* (Monte San Elia, Brenno; Profile 8, 10).

Obwohl stets fossilführend (Echinodermen, Bivalven, Gastropoden, Bryozoen, Foraminiferen), lässt der Mangel an Cephalopoden keine direkte Datierung zu. Das Alter von Typ Saltrio lässt sich jedoch einengen: Auf der östlichen Arbostora-Scholle (zwischen Borgioli und dem Monte Orsa) liegt zwischen Typ *B* und dem basalen Kieselkalk ein extrem kondensiertes Sediment (Phosphorit-Partikel, detritischer Quarz und Plagioklas in feingeschichteter, glaukonitreicher Kalkpelit-Matrix; vgl. WIEDENMAYER 1963, p. 594). Bei Borgioli (vgl. Tf. 9, Profil 2), wo dieser Horizont direkt auf Hauptdolomit liegt, barg WIEDENMAYER eine reiche Ammonitenfauna des gesamten Ober-Sinemurian. Es darf vermutet werden, dass die Basis dieses Horizonts in Saltrio (vgl. Tf. 2, Fig. 2) gleichen Alters ist wie in Borgioli. Folglich ist Typ *B* älter als die Basis des Ober-Sinemurian. Sedimentologische Hinweise lassen vermuten, dass Typ *B* hinwiederum jünger wäre als der Basis-Kondensationshorizont von Typ *C* (vgl. unten). Dies bedeutete, dass Typ *B* nur einen kurzen Zeitraum im obersten Unter-Sinemurian repräsentieren würde.

Die Sedimente von Typ *B* stellen offensichtlich mehr oder weniger autochthone Bildungen auf lokalen Horsten dar. Die einzelnen Horste werden durch Graben mit Sedimenten von Typ *A* oder *C* (*b*, *c*) voneinander getrennt.

Mikroskopische Beschreibung: Bioklastischer Grainstone (vgl. Tf. 1, Fig. 4), selten Packstone; Encrinit. Anstelle der ausgewaschenen Matrix tritt ein kalzitischer Zement (homoaxiale Anwachsäume um Echinodermen-Fragmente). Die Komponenten können Drucklösungserscheinungen aufweisen. Eine Einregelung wurde nicht beobachtet. Unter den Komponenten überwiegen Echinodermen-Fragmente; zu wechselnden Anteilen ist jedoch stets Bivalven- und Brachiopoden-Schill vertreten. Nur untergeordnet und auf die untersten Zentimeter der Serie beschränkt, treten aufgearbeitete kryptokristalline Partikel auf. Glaukonit ist häufig, sei es in Crinoiden-Stielgliedern oder als limonitisch-glaukonitische Umkrustung von Makrofossilien. Zudem kleidet er Bohrlöcher aus. Diese Bohrgänge sind mit tonig-glaukonitischem Kalkschlamm ausgefüllt, der reich an silikatischem Detritus (Quarz, Plagioklas) ist. Aufgrund ihrer Füllungen lassen sich verschiedene Generationen von Bohrgängen unterscheiden.

Am erwähnten diskontinuierlichen Übergang zwischen Typ *B* und basalem Kieselkalk scheinen neben organogenen Bohrgängen auch (? subaërische) Verkarstungsphänomene eine Rolle zu spielen. Die Sedimente, die Bohrgänge und Karstspalten ausfüllen, entsprechen denen des ober-sinemurischen Kondensationshorizontes.

C - Typ Poaggia

Schwarze oder graue, laminierte Mikrite, in der Normalfazies ohne Spongien-skleren (Typ *Cc*). Gewöhnlich liegen darunter ein basaler Kondensationshorizont (Typ *Ca*) und ein feinkörniger Kalkarenit (Typ *Cb*). Lokal können *Ca* und *Cb* fehlen (lokal im T. Poaggia), und die Laminite folgen unmittelbar über der angebohrten Oberfläche der Tremona-Serie. Typ *C* transgrediert auf die Tremona-Serie (T. Poaggia, Tf. 9, Profil 6) oder auf Conchodon-Kalk (Monte Tre Croci, Profil 14).

Der *Kondensationshorizont (Ca)* führt eine reiche Ammonitenfauna (vgl. Tf. 9). Am Monte Tre Croci (östlicher Campo dei Fiori) treten zudem Belemniten und Bivalven, vornehmlich *Entolium* sp., auf. *Ca* führt stets Faunen der Bucklandi- und der Semicostatum-Zone; auf der östlichen Arbostora-Schwelle (T. Poaggia, Saltrio) ist zusätzlich die Turneri-Zone vertreten.

Die Fundstellen der reichen Fauna von Saltrio (vgl. SACCHI-VIALLI & CANTALUPPI 1961) sind uns nicht genau bekannt. Vermutlich handelt es sich aber um die Ostflanke der alten Steinbrüche (NE Saltrio, Val Cornee). In diesen Steinbrüchen werden die Laminite (*Cc*) deutlich diskordant vom basalen encrinitischen Kieselkalk mit Ammoniten des oberen Sinemurian überlagert. Der Kondensationshorizont (*Ca*) steht nicht an; wir fanden jedoch im Abraum Steinkerne von Ammoniten des unteren Sinemurian, die in Fazies *Ca* erhalten sind. Es muss dahingestellt bleiben, ob diese einem heute nicht mehr aufgeschlossenen Kondensationshorizont entstammen, oder ob sie lokal in Sedimenten des oberen Sinemurian aufgearbeitet sind.

Wir vermuten (vgl. Tf. 9, Rekonstruktion zur Zeit der Bucklandi-Zone), dass der Kondensationshorizont im unteren Sinemurian die gesamte Arbostora-Schwelle zwischen dem Arzo-Bruch und dem östlichen Campo dei Fiori mit Ausnahme der Graben von Viggiù und Bregazzana bedeckt hat. Er folgte einer Phase längerer Omission, belegt durch die angebohrte Oberfläche der Tremona-Serie im Liegen-

den. Anneliden-Röhren dringen bis einige Zentimeter in die rhätische Unterlage ein.

Die weitere Zergliederung der Schwelle (vgl. Tf. 9, Rekonstruktion zur Zeit der Obtusum-Zone) führte dazu, dass der Kondensationshorizont auf subsidenten Teilschollen (in Graben mit Fazies *Cb* und *Cc*) erhalten blieb, während er auf reliktschen Horsten durch sessiles Benthos (und Erosion) zerstört wurde.

Mikroskopische Beschreibung: Mudstone bis Wackestone mit 5–30% Komponenten. An der Basis ist der Horizont (*Ca*) lokal verkieselt, und die Komponenten sind im allgemeinen dichter gepackt (vgl. Tf. 1, Fig. 3). In einer tonreichen, mikritischen Matrix schwimmt vorwiegend biogener Detritus (grosse, teilweise silifizierte Echinodermenreste mit reliktsch erhaltenem Raster und Muschelschill). Untergeordnet sind aufgearbeitete Komponenten älterer Gesteine (umkrusteter Organodetritus und mikritische Dolomite der Tremona-Serie, oder allseitig angebohrte grössere Komponenten des unmittelbar Liegenden; vgl. Tf. 2, Fig. 1).

Limonit ist verbreitet, Glaukonit tritt in Echinodermen-Detritus sowie isoliert in kleinen Schüppchen auf. Die Oberfläche des Kondensationshorizontes ist angebohrt, und zahlreiche schichtinterne Diskontinuitäten sprechen für eine unregelmässige Sedimentation.

Der auf *Ca* folgende *feinkörnige Kalkarenit (Cb)* führt nesterweise Brachiopoden und untergeordnet Bivalven; er leitet in Fazies *Cc* über. An seiner Basis führt er im Torrente Poaggia prachtvoll Negative von *Thalassinoides* sp. (nicht Trockenrisse, vgl. GNACCOLINI 1964, p. 488). Mikrofaziell erweist sich *Cb* als encrinitischer Wackestone bis Packstone mit einem namhaften Anteil an organischer Substanz.

In den *Laminiten (Cc)* wurden keine Makrofossilien gefunden. Einzelne Resedimente enthalten Echinodermen-Detritus und Spongien-Nadeln. *Cc* geht kontinuierlich in den basalen Kieselkalk über (Ausnahme: Saltrio; Tf. 9, Profil 3). Aufgrund der Zusammensetzung der Resedimente schliessen wir auf eine Heteropie mit Sedimenten vom Typ Saltrio (oberstes Unter-Sinemurian). Die Laminite stellten demnach die Beckenfüllungen zwischen den von Crinoiden besiedelten oder denudierten Horsten dar.

Die Resedimente (*Cc*) bestehen aus zyklischen, meist gradierten Wechsellagen (fein)arenitischer und siltiger Partien. Die Zusammensetzung der arenitischen Laminae lässt auf konstante Liefergebiete schliessen: Im T. Poaggia bestehen sie ausschliesslich aus Echinodermen-Fragmenten. In der Val Cornee bei Saltrio enthalten sie vorwiegend lithische Komponenten (hauptsächlich Dolomit) und detritischen Quarz, daneben Pelleteide, Plagioklas, «Phosphorit» (? Fischeschuppen) und Erz. Am gleichen Ort führen kleinmaßstäbliche Sedimentgleitungen bereits einen bedeutenden Anteil an Schwammnadeln. Während der Detritus in den gradierten und laminierten Schichten (vgl. Tf. 1, Fig. 2) von der benachbarten denudierten Hochzone von Borgioli-Arzo zu beziehen ist, dürften die spiculitischen Resedimente von offenbar tiefer liegenden, besiedelten Randzonen der Schwellen stammen.

Am Monte Tre Croci (Tf. 9, Profil 14) dagegen deuten intraformationelle Rutschungsbrekzien über *Cb* möglicherweise den Übergang zwischen der Arbostora-Scholle und dem stärker subsidenten südwestlichen Monte Nudo-Becken an.

D – Typ Gozzano

Ziegelrote oder helle Biokalkarenite bis Litharenite der Lias-Basis von Gozzano und dolomitische Sandsteine vom Monte Fenera. Biostratigraphische Daten: vgl. SACCHI-VIALLI & CANTALUPPI 1967; MONTANARI 1969. Von den bis anhin geschilderten Typen unterscheidet sich Typ *D* durch seinen echten Transgressionscharakter: Er deckt eine emergierte Landfläche ein. Dabei widerspiegelt sich das Substrat in den Komponenten der Gesteine: Quarz und Rhyolith in Gozzano (vgl. Tf. 3, Fig. 4), zusätzlich Dolomit am Monte Fenera. Auf die fazielle Ähnlichkeit und die analoge stratigraphische Stellung der Gesteine vom Monte Fenera und der Gegend von Saltrio-Viggiù machte schon KAECH (1903) aufmerksam; BERNOULLI (1964) verglich die Serien von Gozzano mit denjenigen von Arzo.

Wir verzichten hier auf eine detaillierte mikrofazielle Beschreibung und verweisen diesbezüglich auf MONTANARI (1969).

Sedimentstrukturen und Lithotypen der unterliasischen Ablagerungen auf der Schwelle von Gozzano erinnern an die litho-/biohermalen Bildungen vom Typ Broccatello d'Arzo.

Beckenfazies des unteren und mittleren Lias

Monotone Fazies und ungewöhnlich grosse Mächtigkeiten kennzeichnen die unter- und mittelliasischen Kieselkalke als Beckensediment. Die Kieselkalke stellen im allgemeinen die mächtigste Serie in der jurassischen Schichtreihe der Lombardei dar.

Lithofazies

Unregelmässig gebankte, blaugraue, harte *Spiculite* (>25% Spongien-Sklere) und untergeordnet spiculitische Kalke (10–25% Spongien-Sklere) mit lagigen und knolligen Hornsteinen stellen die dominierende Lithofazies im unteren Lias dar (vgl. Tf. 3, Fig. 2). Der Karbonatgehalt variiert zwischen 10% und 70%. Tonminerale

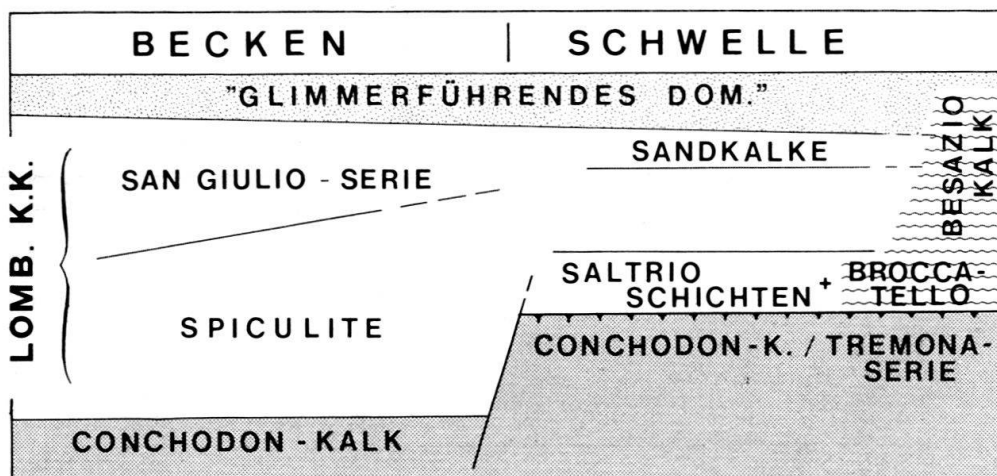


Fig. 3. Schematische Gliederung des lombardischen Kieselkalkes in der Westlombardei (Monte Nudo-Becken, Arbostora-Schwelle).

und organisches Material sind zu variablen Prozentanteilen, authigene Pyrit-Framboide und Fe-Oxide (-Hydroxide) akzessorisch vertreten. Die primäre Ablagerungsstruktur der Biomikrite ist häufig durch syngenetische und/oder diagenetische Prozesse (Bioturbation, differentielle Kompaktion, Replacement-Phänomene) verwischt oder vollständig zerstört. Zwischen laminierten Fazies, deren Gefüge wir als primär deuten, und umtexturierten flaserigen bis massigen Lithotypen bestehen graduelle Übergänge.

Laminierte Spiculite lassen im Dünnschliff eine rhythmische Wechsellagerung (im mm-Bereich) von detritusführenden, tonreichen Kalkpelit-Lagen und lagigen Anreicherungen von Spongien-Nadeln (Durchmesser zwischen 0,05 und 0,15 mm, Länge 1–3 mm, zumeist jedoch nur 0,3 bis 0,5 mm messende Fragmente) erkennen (vgl. Tf. 3, Fig. 5). Die Skleren zeigen innerhalb einer Feinschicht eine mehr oder weniger konstante Orientierung (seltener Imbrikation).

Die Spongien-Nadeln sind häufig partiell oder völlig kalzifiziert (verschiedene Resorptionsstadien und schliesslich vollständige Ersetzung durch granularen Kalkmikrit und/oder Mikrosparit können im Dünnschliff beobachtet werden). In anderen Mikrofazies scheint eine schrittweise Ersetzung des Skeletttopals durch SiO₂-Modifikationen höherer Kristallinität (schliesslich Chalcedon) zu dominieren. In beiden Fällen bleiben ursprüngliche Internstrukturen (z. B. Zentralkanäle) der Skleren reliktsch erhalten. Ein weiterer häufiger Erhaltungszustand von Spongien-Skleren (vor allem in kieselig zementierten Zonen) setzt eine Phase vollständiger Lösung des Skeletttopals während der Diagenese voraus (Verlust ursprünglicher Internstrukturen). Ein feinfaseriger Chalcedon-Saum zeichnet die Umrisse ehemaliger Skelett-Elemente nach; ein oder mehrere Chalcedon-Fächer füllen die Restlumina.

In den bioklastischen Laminae lösen sich unregelmässig mikrosparitisch und fein- bis mesokristallin kieselig (Netzwerk interferierender Chalcedon-Rosetten) zementierte Bezirke ab.

In den Pelitlagen fehlt eine einheitliche Orientierung der Komponenten. Die Feinschichten enthalten neben Spongien-Nadeln (\pm isometrisch fragmentiert) Echinodermenreste (oft partiell silifiziert) und Schalenfragmente von Bivalven. Akzessorisch treten Quarz, Feldspäte und Hellglimmer dazu. Tonminerale bzw. organisches Material und (pigmentierter) Kalkmikrit bilden die dichte, lokal isotrope Matrix.

In spiculitische Sedimente eingeschaltete, vorwiegend bioklastische Kalkarenite und Feinbrekzien kennzeichnen den basalen Kieselkalk im zentralen Becken. Die Packstones bis Grainstones zeigen oft ein undeutliches multiples «graded bedding» und/oder Parallel-Lamination. Neben den dominierenden Bioklasten (Echinodermen-Fragmente, Pectiniden-Schill) überwiegen unter den lithischen Komponenten Pelletarenite und Pelmikrite des Conchodon-Kalkes. Feinfaseriger Chalcedon oder homoaxiale Anwachsäume um Echinodermen-Fragmente zementieren die basalen Partien der gradierten Feinbrekzien.

Gewisse Fazies der wesentlich geringmächtigeren Serien in den Randbereichen des Beckens unterscheiden sich mikroskopisch deutlich von den oben beschriebenen Spiculiten. Bezeichnend für die Randfazies sind einerseits (im Bereich der Arbostora-Schwelle) massige oder laminierte Arenite (Tonfraktion weitgehend ausgewa-

schen; Hauptkomponenten: Echinodermen-Trümmer oder detritischer Quarz), andererseits massige oder (am Langensee-Ufer) im cm- bis dm-Bereich gradierte Grainstones oder Packstones mit einem bedeutenden Anteil (bis 75%) an pelletoiden Mikrit-Aggregaten, arenitischen Lithoklasten (Conchodon-Kalk, Saltrioschichten und Spiculite), Pseudooïden, Oïden und «composite grains». Spongien-Nadeln sind im allgemeinen gering vertreten. Diese Fazies können gegen oben in normale Spiculite übergehen (z. B. am Campo dei Fiori) oder zeigen in den jüngeren «Sandkalken» Analogien zu den mergelig-sandigen Varietäten der San Giulio-Serie (vgl. unten).

*San Giulio-Serie*³⁾ nennen wir den Sedimentkörper im Hangenden der Spiculite. Der stratigraphische Umfang der Serie deckt sich ungefähr mit dem des «mittleren Lias» VAN HOUTENS (1929) bzw. «Medolo» auct. Nördlich Cittiglio lässt sich die Serie (in Beckenfazies) unschwer gegen das Liegende abgrenzen: Die undeutlich gebankten, grobflaserigen Spiculite mit knotigen Anwitterungsflächen unterscheiden sich klar von dem rhythmisch gegliederten jüngeren Komplex. Ebenso brüsk ändert der Sedimenttyp bei Santa Catarina del Sasso (am Langensee-Ufer zwischen Reno und Arolo): Vollständig silifizierte Spiculite mit reliktsch erhaltenen Bioturbationsgefügen und Sedimentstrukturen werden von einer heterogenen Serie mit proximalen Resedimenten (slope deposit) überlagert. Die maximale Mächtigkeit der Serie nördlich Cittiglio (600–625 m) erfährt gegen Osten eine drastische Reduktion (vgl. Tf. 10).

Die Isochronie der Basis lässt sich nicht exakt belegen. Das Einsetzen des rhythmisch gegliederten Sedimentationstyps dürfte jedoch ungefähr ins mittlere Carixian fallen. Der Übergang ins «glimmerführende Domerian» ist graduell.

Die *distale* Fazies der San Giulio-Serie (repräsentatives Profil N von Cittiglio) lässt sich als Wechselfolge der folgenden zwei Gesteinstypen beschreiben (vgl. Tf. 3, Fig. 3):

a) Dunkelgrauer, regelmässig gebankter Wackestone mit 10–25% (fein)arenitischem Detritus, wobei entweder terrigene Komponenten (Quarz, intermediärer Plagioklas, untergeordnet Kalifeldspat und Hellglimmer), Hornstein-Fragmente und karbonatische Lithoklasten, oder aber Spongien-Nadeln dominieren können. Charakteristisch sind flaserige, seltener laminierte Anwitterungsflächen. Geplättete «burrows» deuten auf eine starke Kompaktion. Wolkige Konzentrationen des arenitischen Detritus kennzeichnen die intensiv bioturbierten, massig erscheinenden Varietäten. Eine partielle Silifizierung der Matrix äussert sich makroskopisch in dunklen, wachsglänzenden Flasern. Lagige bzw. knollige Hornsteine fehlen.

b) Die schieferige oder blätterige Struktur der rhythmisch eingeschalteten Mergel ist durch Texturänderungen im mm- bis cm-Bereich (Wackestone-Grainstone/Packstone), variierende Korngrößen der terrigenen bzw. bioklastischen Komponenten und die strenge Einregelung von Schichtsilikaten und pflanzlichen Resten (lokal um 5%) bedingt. Authigener Pyrit, kristalline oder feindispers intergranular angereicherte Fe-Oxide (-Hydroxide) verursachen die dunkle Färbung des Sediments. Auffällig ist die geringe textuelle Reife der terrigenen Komponenten (bis

³⁾ Benannt nach dem Torrente San Giulio, Tal N von Cittiglio.

25% detritischer Quarz, untergeordnet Feldspäte) und andererseits der (gegenüber a) kleinere Anteil an Spongien-Nadeln.

Im *proximalen* Äquivalent der Serie, am Langensee-Ufer, stellen terrigenen Detritus führende Spongolithe (arenitische Packstones) mit vereinzelt kalzitischen Bioklasten neritischer Ablagerungsbereiche die dominierende Lithofazies dar. Massive, graue Kalkpelite treten durchwegs assoziiert mit Resediment-Komplexen auf. Das Profil von Reno zeichnet sich durch eine Vielfalt von Resedimentations-Erscheinungen aus: An der Basis herrschen Diskontinuitäten und Diskordanzen vor (Phänomene, die auf eine distensive Beanspruchung des semikonsolidierten Sediments deuten). Sedimentrutschungen (slides), chaotisch verformte Sedimentmassen (slump beds) mit phacoidisch deformierten Schichten leiten in unsortierte polygene Brekzien (lokal mit Blöcken von mehreren Metern Kantenlänge) und proximale Turbidite über. Die Komponenten schwimmen entweder in einer fluidalen spiculitischen Matrix oder sind eng gepackt und berühren sich über Drucklösungs-Suturen. In ihrer Zusammensetzung gleichen sich alle polygenen Resedimente. Die Komponenten lassen sich aufgrund ihrer Mikrofazies Lithologien der Obertrias und des unteren Lias zuordnen. Weder Komponenten permischer Vulkanite noch mitteltriasische Plattform-Sedimente konnten in den bearbeiteten Aufschlüssen mit Bestimmtheit nachgewiesen werden (es erscheint jedoch wahrscheinlich, dass sie sich auch an den polygenen Brekzien beteiligen, da broccatello-artige Sedimente des unteren und mittleren Lias bei Gozzano reichlich Porphyrykomponenten führen und direkt den permischen Vulkaniten aufliegen dürften; vgl. BERNOULLI 1964, MONTANARI 1969).

Eine mehrphasige Resedimentation (von Komponenten oder ganzen Schichtfragmenten) ist in einzelnen Fällen evident.

Sedimentation

Die bioklastischen Einschaltungen (Echinodermen-Detritus, Pectiniden-Schill) im basalen Kieselkalk des zentralen Beckens unterscheiden sich textuell und aufgrund ihrer Sedimentstrukturen deutlich von den semiautochthonen Bildungen auf der Arbostora-Schwelle (Typ Saltrio). Wir deuten sie als Resedimente, die von submarinen Horsten stammen. In den jüngeren Spiculiten kann im Becken ein direkter Einfluss flachmariner Bereiche nicht mehr nachgewiesen werden. Offenbar zeichnet sich damit eine allmähliche Absenkung des gesamten Sedimentationsraumes ab. Sie bedingt im Laufe des oberen Sinemurian, mit Ausnahme des Gebietes von Arzo, auf der ganzen Arbostora-Schwelle den Übergang zur Kieselkalk-Sedimentation.

Die Akkumulation der *Spiculite* erfolgt in paläotektonisch bedingten Depressionen. Assoziierte proximale Resedimente kennzeichnen den unterliasischen Kieselkalk unmittelbar östlich der Luganer Linie als «slope deposit» (vgl. BERNOULLI 1964) und zeugen von einer bedeutenden, offenbar diskontinuierlichen Absenkung des Generoso-Beckens gegenüber der Arbostora-Schwelle (zeitweise unter Bildung steiler, instabiler Beckenränder). Die entsprechenden Ablagerungen im Monte Nudo-Becken sind wesentlich geringmächtiger (max. 1300 m in der Gegend von

Arcumeggia; vgl. Tf. 10, B). Die einförmige Fazies lässt auf eine langsamere Absenkung unter ausgeglicheneren Subsidenzbedingungen schliessen.

Aus der Information, die uns Feldbeobachtungen, Studium der Mikrofazies und die paläogeographische Entwicklung des Sedimentationsraumes liefern, versuchen wir im folgenden einige Faktoren abzuleiten, die die Sedimentation bzw. Akkumulation der Spiculite beeinflusst oder kontrolliert haben mochten:

Die volumetrische Verteilung der liasischen Beckenfüllungen ist paläotektonisch bedingt: Subsidenzunterschiede im bereits vorliasisch angelegten Schollenmosaik äussern sich in stark variierenden Mächtigkeiten (vgl. Tf. 10). BERNOULLI zeigte, dass die Mächtigkeit des Kieselkalkes jedoch nicht als Mass für den Zeitpunkt des Einsetzens der Spiculit-Sedimentation (vgl. u.a. FRAUENFELDER 1917) gewertet werden kann, sondern dass sich offensichtlich einzelne Schollen durch – ihrer Subsidenz entsprechend – verschiedene Sedimentationsraten auszeichnen.

Die Akkumulation in schneller subsidierenden Beckenteilen lässt sich mit einem ausschliesslich hemipelagischen Sedimentationsmodell nicht befriedigend erklären. Sie setzt grossräumige Sedimentumlagerungen voraus, denen die erkennbaren Resedimentations-Erscheinungen lediglich zu einem geringen Teil entsprechen. Offensichtlich wird die Verteilung der feinkörnigen spiculitischen Sedimente durch makroskopisch kaum nachweisbare Umlagerungsmechanismen kontrolliert.

Die Analyse der Mikrofazies liefert einige Anhaltspunkte: Lamination (seltener Schrägschichtung) als reliktsch erhaltene Ablagerungsstruktur der Spiculite, Fragmentation der Skleren und, untergeordnet, Vergesellschaftung mit Biogenen neritischer Ablagerungsbereiche sprechen gegen autochthone Bildungen. Polare und unpolare lineare Gefüge (Imbrikation, transversale oder longitudinale Kornorientierung: Traction-Effekte) in den spiculitischen Laminae sind eindeutige Energie-Indikatoren. Die pelitischen Feinschichten enthalten durchwegs terrigenen Detritus.

Der beschriebene Laminationstyp allein erlaubt keine eindeutige Identifikation eines Transport- bzw. Sedimentations-Mechanismus:

- Er kann als primäres Produkt von episodisch (oder stetig) aktiven Turbiditätsströmen interpretiert werden: (1) schnelle, rhythmische Sedimentation aus einer turbulenten Suspension mit (?) fluktuierender Strömungsgeschwindigkeit («traction-plus-fallout», vgl. u.a. SANDERS 1965) oder (2) die (fein)arenitischen Bioklasten werden als Bodenfracht von «low-velocity low-density turbidity currents» transportiert (vgl. STANLEY 1969).
- Durch eine beckeninterne Zirkulation (induziert etwa durch «counter flow», Gezeiten u.ä., vgl. BOUMA & HOLLISTER 1973) bedingte Akkumulationen sind gewöhnlich relativ gut sortiert. Laminite können entstehen, falls Schwebstoffe als siltige oder arenitische Aggregate («faecal pellets», Tonmineral-Flocken) transportiert werden (vgl. BOUMA & HOLLISTER 1973).

Die Überlagerung der beiden Mechanismen – Aufarbeitung und Umlagerung von Turbiditen durch ein (semi)permanentes Strömungssystem – scheint ein plausibles Transport-Sedimentations-Modell darzustellen (vgl. u.a. NELSON, MUTTI & RICCI-LUCCHI 1975, STANLEY 1969) und ist mit den beobachteten Sedimentstrukturen bzw. Texturen vereinbar.

Die tonarmen, kalkarenitischen Fazies, kennzeichnend für die Gebiete mit reduzierten Sedimentmächtigkeiten, entstehen vermutlich durch eine selektive Erosion des terrigenen Feinanteils.

Über die Ökologie und die bathymetrische Verteilung fossiler Kieselschwämme ist im einzelnen wenig bekannt (cf. *Traité de Zoologie*, vol. III/1, 1973). Demospongia, die dominierenden Skleren-Lieferanten in jurassischen Spiculiten, erweisen sich rezent als schlechte Bathymetrie-Indikatoren (i. a. treten sie zwischen 20–30 und >1000 m auf; ein Häufigkeitsmaximum liegt um 100 m, vgl. SARÀ & VACELET 1973). Sie bevorzugen einen harten Untergrund. Ausserdem werten SARÀ & VACELET hohe Sedimentationsraten, hohe Turbulenz, aber auch stagnierendes Milieu als hauptsächliche limitierende Faktoren für eine koloniale Entwicklung dieser Gruppe.

Weder ein subsidentes Becken mit relativ hoher Sedimentationsrate, noch eine flachmarine Plattform im Bereich intensiver, turbulenter Wasserbewegung scheinen optimale Lebensbedingungen zu bieten. Mit der paläotektonisch bedingten Entwicklung eines morphologisch gegliederten Beckenrandes entstanden – unterhalb der Wellenbasis und ausserhalb des direkten Einflusses von Plattformen – neue Biotope mit Anforderungen, denen möglicherweise nur anpassungsfähige Formen der Kieselschwämme entsprechen konnten.

Eine erhöhte Zufuhr von Verwitterungsprodukten (Tonminerale) emergierter Vulkanitserien im Gebiete der Schwelle von Gozzano begünstigt möglicherweise das Einsetzen und die Aufrechterhaltung einer organischen Opal-Produktion. Aufgrund der Möglichkeit biologischer SiO_2 -Fällung aus stark untersättigten Lösungen und des Verhaltens von gelöstem SiO_2 während der Frühdiagenese (vgl. u. a. HARRISS 1972, CALVERT 1974) dürften vermutlich bereits minimale Milieu-Änderungen als Anstoss für die Entwicklung einer opalskelett-bildenden Fauna genügen.

Generell lässt sich zeigen, dass Kieselschwämme seit dem höheren Paläozoikum (vgl. WILSON 1975) besonders in Zonen bzw. während Phasen hoher oder diskontinuierlicher Subsidenz – vermutlich verbunden mit Schwankungen der absoluten Bathymetrie – gesteinsbildend auftreten.

In der Fazies und der volumetrischen Verteilung der *San Giulio-Serie* (vgl. Tf. 10) zeichnen sich einige Veränderungen gegenüber den unterliasischen Sedimentationsverhältnissen ab. Deutliche «proximal–distal trends» in der lateralen Entwicklung der Serie lassen auf Liefergebiete im Westen bzw. Südwesten schliessen; der Sedimentkeil dünnt gegen Osten aus. Offenbar bedingen im mittleren Lias verstärkte Subsidenz-Differenzen zwischen dem westlichen Monte Nudo-Becken und der Schwelle von Gozzano die Bildung eines steilen, instabilen Bruchrandes im Gebiet des südlichen Langensees.

Die proximalen Resedimente im Profil am Langensee-Ufer (zwischen der Einsiedelei S. Catarina del Sasso und Reno) widerspiegeln die komplexe Entwicklung dieses westlichen Beckenrandes. Der Gesamtbetrag der mittelliasischen Vertikalversetzung scheint sich auf eine Staffel steiler Abschiebungen zu verteilen. Dafür spricht etwa die vertikale Abfolge verschiedener Turbidit–Fazies-Assoziationen (cf. MUTTI & RICCI-LUCCHI 1972): Eine «upper-slope» Fazies mit den charakteristischen Spuren distensiver Beanspruchung des semikonsolidierten Sedimentmantels

(Diskordanzen, Abrissnischen von submarinen Rutschungen) wird von «lower-slope» bzw. «base of slope» Fazies (Sedimentrutschungen und schliesslich polygene Brekzien) überlagert.

Wir interpretieren die unsortierten grobklastischen Resedimente, aufgrund ihrer rasch ändernden Mächtigkeit, der erosiven Kontakte an der Basis und vor allem ihrer Assoziation mit gebankten feindetritischen Sedimenten, als Kanalfüllungen. Die Brekzien enthalten neben unterliasischen Spiculiten ein breites Spektrum von Trias-Plattform-Karbonaten. Die ruditischen Komponenten entstammen entsprechend ihrer Grösse und Form (kantig, Spuren einer Transportabnutzung im Bereich hoher Wasserenergie fehlen) kaum einem weiten Einzugsgebiet: Sedimente der triasischen Unterlage und konsolidierte Spiculite mochten im Relief des Beckenrandes in Canyons, eventuell an Abschiebungsflächen, freiliegen.

Die gebankten feinkörnigen Sedimente der proximalen Fazies enthalten häufig zu mehr als 50% Spongien-Nadeln. Sie stellen möglicherweise semiautochthone Bildungen dar; Kieselschwämme mochten stabilere Bereiche des Beckenrandes ausserhalb des direkten Einflusses des Zufuhrsystems («scarpata passiva», MUTTI & RICCI-LUCCHI 1972) besiedeln.

Der Anteil an Spongien-Nadeln erreicht im distalen Teil des Sedimentkörpers (repräsentatives Profil N von Cittiglio) noch maximal 20%. Kalkpelit und feinkörniger terrigener Detritus dominieren. Der terrigene silikatische Detritus zeugt von der Erosion des prätriasischen Sockels (permische Vulkanite bzw. Sedimente). Der Reichtum an pflanzlichen Resten (vgl. VIALLI 1947) setzt emergierte Gebiete im Einzugsgebiet der San Giulio-Serie voraus.

Eine rhythmische Alternanz der beschriebenen Lithologien *a* und *b* (vgl. p. 308) charakterisiert die distalen Ablagerungen nördlich Cittiglio. Die Übergänge zwischen den detritischen Kalken (*a*) und den zwischengeschalteten Mergeln (*b*) sind im allgemeinen graduell. Ausnahmsweise markieren gradierte Kalkarenite oder polygene Feinbrekzien, ab und zu verzweigte Systeme geplätteter Frass-Spuren (als positives Relief auf Bankunterflächen) die Basis von *a*. Lamination kann in den spiculitischen Varietäten von *a* bereits makroskopisch beobachtet und bei bioturbierten, flaserigen Lithotypen aufgrund von Dünnschliff-Befunden wiederum als Ablagerungsstruktur vermutet werden (vgl. oben).

In den bedeutend geringmächtigeren Ablagerungen südlich Arcumeggia (ca. 125 m gegenüber mehr als 600 m im etwa 4 km westlich gelegenen Profil N von Cittiglio) fehlen gradierte Intervalle. Die durchschnittliche Korngrösse und der prozentuale Anteil an terrigenem silikatischem Detritus nehmen deutlich ab. Die *ab*-Wechselfolge erscheint öfters gestört.

Eine deutlichere Gliederung (erosive Kontakte), oft aber eine unregelmässigere Bankung kennzeichnen die Ablagerungen westlich und südwestlich Cittiglio. Anstelle der im distalen Ablagerungsbereich wenig differenzierten *a*-Schichten treten hier häufig ideale, ab und zu amalgamierte (cf. WALKER 1967) Bouma-Zyklen. In den isolierten Aufschlüssen in unmittelbarer Nähe des Langensees und assoziiert mit den «debris flow»-Ablagerungen bei Reno beobachten wir schliesslich klassische proximale *AE*-Turbidite (nicht selten enden unsortierte Brekzien im Dach mit einem *AE*-Turbidit). Die *A*-Intervalle der proximalen Turbidite messen im allge-

meinen 30–50 cm und zeigen dieselbe heterogene Zusammensetzung wie die grobklastischen Resedimente.

Während von den monotonen unterliasischen Spiculiten, mit Ausnahme einiger gradiert Feinbrekzien bzw. Arenite nördlich Arolo (am Langensee-Ufer), keine proximalen Äquivalente bekannt sind, erlauben die verschiedenen Lithofazies der San Giulio-Serie Sedimentquellen und Sedimentationsmechanismen etwas zu präzisieren:

Terrigener Schlamm und Kalkpelit gelangen (? offshore currents) in «Sedimentfallen» im morphologisch stark gegliederten Beckenrand. Diese submarinen Einschnitte dürften ausserdem den primären Ablagerungsraum des polygenen grobklastischen Detritus darstellen. Erschütterungen (in Verbindung mit der tektonischen Aktivität) oder die periodische Überschreitung einer kritischen Akkumulation können zur Remobilisierung der unkonsolidierten Sedimente als «debris flow» oder «turbidity currents» führen.

a-Schichten dürfen proximal unzweifelhaft als Ablagerungen von Turbiditätsströmen interpretiert werden. Distal fehlen indessen charakteristische Sequenzen von Sedimentstrukturen. Möglicherweise überlagert sich den periodisch aktiven Strömen eine (semi)permanente, beckeninterne Zirkulation (vgl. oben), die in den feinkörnigen distalen Ablagerungen primäre Strukturen zu verwischen und die Verteilung des Sediments zu beeinflussen vermag.

Im distalen Ablagerungsbereich sind die *a*-Schichten partiell oder oft vollständig bioturbirt. Rezente Ichnofaunen besiedeln jedoch fast ausnahmslos nur die obersten Zentimeter (5–15 cm, unkomprimiertes Sediment) unter der Sediment/Wasser-Grenzfläche (vgl. REINECK & SINGH 1973, p. 147). Die intensiv bioturbirten, mächtigen Bänke der Lithofazies *a* können demnach nicht der Fracht eines einzigen Suspensionsstromes entsprechen, sondern müssten Folgen geringmächtiger Turbidite darstellen. Eindeutige Amalgamationsphänomene in proximalen Äquivalenten der *a*-Schichten stützen diese Folgerung (in den bioturbirten distalen Ablagerungen sind bankinterne Diskontinuitäten nicht zu erwarten, da der bioturbirte Horizont sehr instabil ist und leicht resuspendiert werden kann; vgl. u. a. REINECK & SINGH 1973, p. 144).

Die rhythmisch eingeschalteten, z. T. sandigen Mergel (*b*) zeichnen sich durch einen relativ hohen Gehalt an feinarenitischem-siltigem silikatischem Detritus und an organischen Resten aus. Wir deuten sie als hemipelagische Sedimente («turbid-layer-transport», vgl. u. a. NELSON & KULM 1973). Aufgrund ihrer (gegenüber *a*) bedeutend geringeren Sedimentationsrate dürften sie eine entsprechend deutlichere Fraktionierung durch ein (semi)permanentes beckeninternes Strömungssystem erfahren haben (vgl. NELSON, MUTTI & RICCI-LUCCHI 1975).

Im Raume Laveno-Cittiglio scheint die durchschnittliche Sedimentationsrate der San Giulio-Serie (angesichts ihres geringen stratigraphischen Umfanges) wesentlich höher zu sein als die der liegenden Spiculite. Diese Tatsache lässt sich möglicherweise mit einer Modifizierung des Zufuhrsystems, der Öffnung neuer Verbindungen (Canyons) zu den Sedimentquellen erklären. Die bedeutende Mächtigkeitsreduktion zwischen Cittiglio und der Val Marianna (S von Arcumeggia; vgl. oben) zeigt, dass die Subsidenzbedingungen im mittleren Lias ändern. In der Geometrie des Sedimentkörpers der San Giulio-Serie widerspiegelt sich eine

beschleunigte Absenkung des westlichen Monte Nudo-Beckens (westlicher Teil des zentralen Beckens und südwestliches Monte Nudo-Becken; vgl. Tf. 10, C).

Zur faziellen Differenzierung im mittleren und oberen Lias

Monotone Kieselkalke bedecken im unteren Mittellias mit Ausnahme des Gebiets von Arzo-Besazio (Besazio-Kalk, vgl. WIEDENMAYER 1963) den gesamten Sedimentationsraum zwischen dem Comersee und dem Langensee.

An der Wende Carixian-Domerian, lokal bereits während des oberen Carixian⁴⁾, stellen sich im Bereich der Arbostora-Schwelle und des Generoso-Beckens hemipelagische Verhältnisse ein. Gleichzeitig gelangen im Monte Nudo-Becken noch die spiculitischen Sedimente (Resedimente) der San Giulio-Serie zur Ablagerung (vgl. Fig. 4, II).

Der Übergang vom flyschähnlichen Sedimentationstyp (San Giulio-Serie) zu einer bedeutend langsameren, vorwiegend hemipelagischen Sedimentation («glimmerführendes Domerian») erfolgt im Monte Nudo-Becken deutlich später (die tektonische Aktivität an der Langensee-Störung lässt offenbar erst im Laufe des höheren Unter-Domerian nach).

Charakteristisch für die Ablagerungen im Hangenden des lombardischen Kieselkalkes [in Fig. 4 als «siliziklastische (Mergel-)Kalke» bezeichnet] sind Wackestones (seltener Packstones) mit einem relativ hohen Gehalt an (fein)arenitischem und siltigem silikatischem Detritus (5–25%). Hornstein-Quarz – im allgemeinen feinfaseriger Chalcedon – dominiert oft den terrigenen Quarz und Glimmer. Akzessorisch treten intermediäre Plagioklase, Kalifeldspäte, Chlorit und Glaukonit auf. Biogene (Echinodermen-Fragmente, Ostracoden, Molluskenschalen-Fragmente, Spongien-Nadeln, Ammoniten-Embryone und uncharakteristische Foraminiferen) stellen einen weiteren wichtigen Bestandteil des Sediments dar. Der Karbonatgehalt in den Kalken bzw. Mergelkalken variiert zwischen 65 und 85%. Lagig eingeregelter Hellglimmer bedingen die schiefrige bis blättrige Textur der rhythmisch eingeschalteten Mergel. Eine intensive Bioturbation äussert sich in einer oft extrem inhomogenen Textur des Sediments.

Zwischen die hemipelagischen Ablagerungen schalten sich sporadisch geringmächtige Turbidite ein. In ihren gradierten Intervallen führen sie – ausnahmslos intraformationelle – lithische Komponenten (kryptokristalline Mudstone- oder Wackestone-Klasten, die in vielen Fällen offensichtlich syndimentär oder während der Kompaktion noch plastisch deformiert wurden). Die feinarenitischen Intervalle zeigen lagige Anreicherungen von Spongien-Nadeln, Schalenfragmenten (Ostracoden, dünnschalige Bivalven) und Schichtsilikaten. Feinarenitischer Quarz bzw. Chalcedon, Feldspäte und Glaukonit (total 5–10%) verteilen sich unsortiert auf die gesamte Matrix.

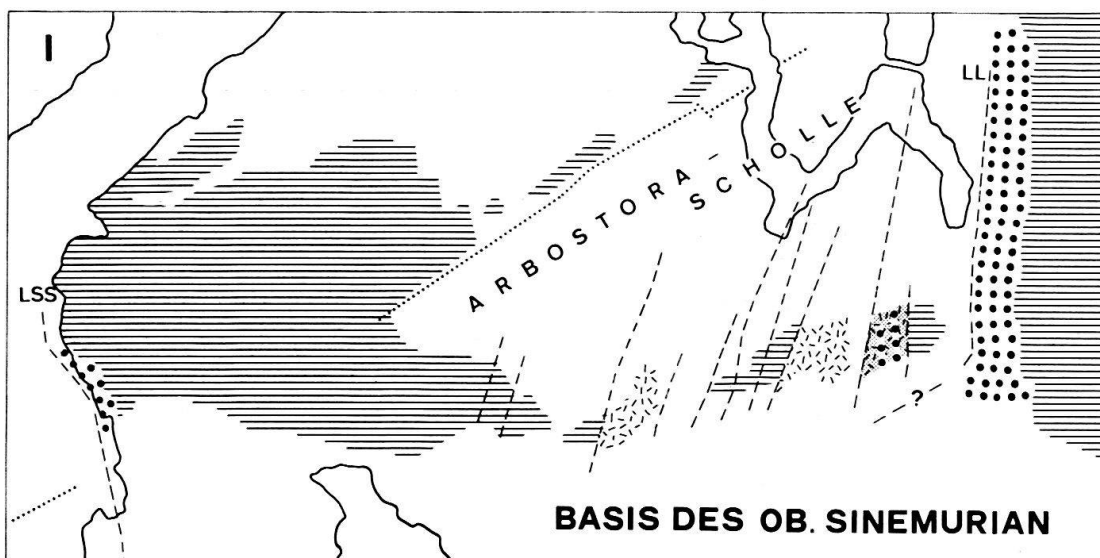
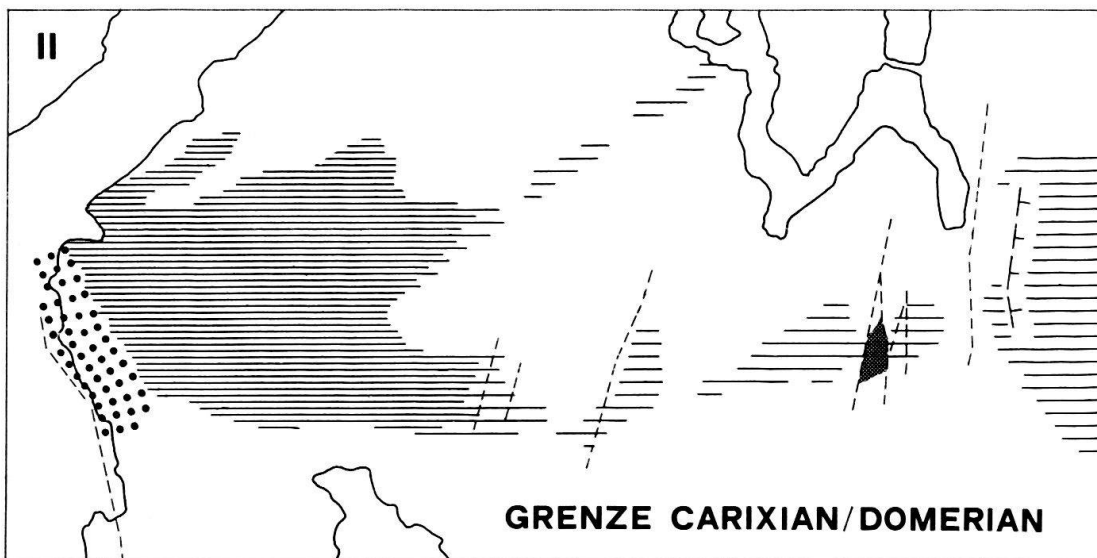
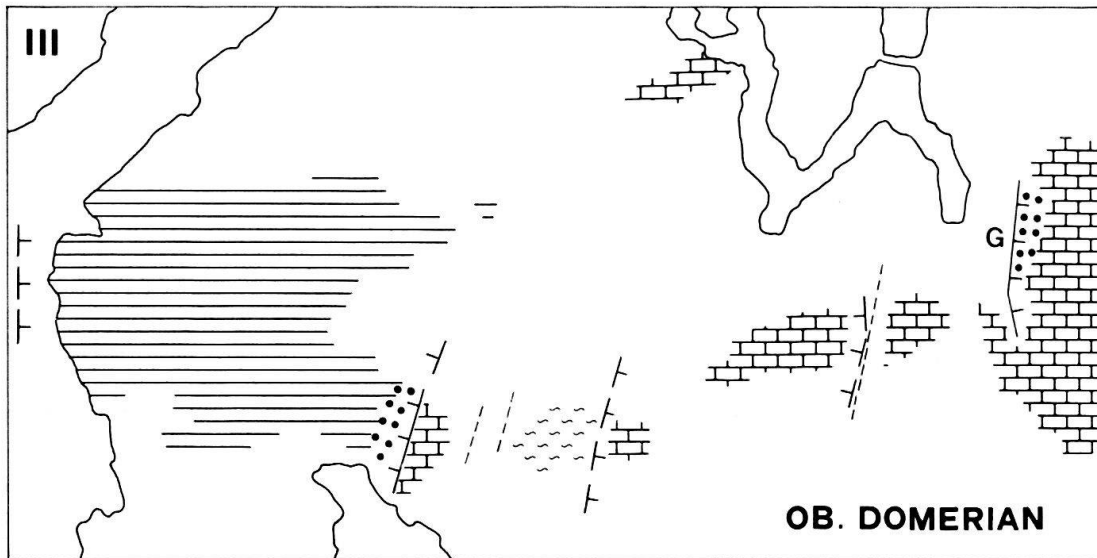
⁴⁾ Bei Bregazzana, am Südausgang der Valganna, lieferten pyritreiche, sandige Mergelkalke, die sich deutlich von den Lithofazies der San Giulio-Serie unterscheiden, eine reiche Cephalopodenfauna. Sie enthält bereits Formen des oberen Carixian.

In den differenzierten Faziesmustern des oberen Domerian und Toarcian der Westlombardei (vgl. Fig. 4: III, IV, V) zeichnet sich eine Gliederung in Gebiete mit verschiedener sedimentärer Entwicklung ab:

1. Im oberen Domerian (und ? unteren Toarcian) markieren proximale Resedimente (intraformationelle Rutschungskonglomerate) in Aufschlüssen nordöstlich Pozzolo (Gavirate) die Westbegrenzung einer submarinen Hochzone im Gebiete des Campo dei Fiori (im folgenden als «Campo dei Fiori-Schwelle» bezeichnet). Ihre östliche Begrenzung lässt sich möglicherweise mit der rhätisch-unterliasischen Valganna-Minisfreddo-Störung korrelieren. Am Südausgang der Valganna (Ostrand der Schwelle) liegen dem mittleren Lias⁵⁾ ein Kondensationshorizont mit Aptychen des oberen Malm (u.a. *Lamellaptychus beyrichi fractocostatus* TRAUTH, det. O. Renz) und schliesslich helle pelagische Kalklutite (? Rosso ad Aptici, Maiolica) auf. Während des oberen Lias und unteren Doggers bedingt diese Hochzone eine verschiedene sedimentäre Entwicklung in den östlich und westlich angrenzenden Ablagerungsräumen.

2. Die komplizierten stratigraphischen Verhältnisse östlich der Valganna wurden bereits von WIEDENMAYER (1963) und BERNOULLI (1964, p. 61ff.) diskutiert. Eine detaillierte Rekonstruktion stellt den Gegenstand noch laufender Untersuchungen dar, so dass in der vorliegenden Arbeit einzig die Schichtreihe und eine provisorische Gliederung des Sedimentationsraumes kurz vorgestellt werden sollen: Blassrote und grüne, z.T. knollige Cephalopodenkalke, die mit glimmerreichen, im allgemeinen intensiver gefärbten, blättrigen Mergeln alternieren, vertreten das obere Domerian. Das Toarcian ist in typischer Ammonitico Rosso-Fazies entwickelt. Der knollige Aspekt kann durch eine fröhdiagenetische Remobilisierung des Sediments bedingt sein: Semikonsolidierte Biomikrit-Komponenten oder Fragmente pelagischer Turbidite wurden dabei offensichtlich rotiert oder lediglich aufeinandergeschoben (Imbrikation). (Als «pelagische Turbidite» bezeichnen wir Turbidite, die hauptsächlich aus umgelagertem pelagischem Sediment bestehen). Mergelkalk-Gerölle zeigen im allgemeinen deutliche Spuren interner Deformation (Phacoidisierung, cf. VOIGT 1962; vgl. Tf. 5, Fig. 2). Bioturbation (*Chondrites*-Gangsysteme) oder schichtinterne Lösungsphänomene mögen in anderen Fällen zur Auflösung primär kontinuierlicher Schichtverbände beigetragen haben. In mergeligen Varietäten sind Ammoniten nicht selten von schwarzen Manganoxyd-Krusten umgeben. Im jüngeren Toarcian und im unteren Dogger stellen dünnschalige pelagische Bivalven (? *Bositra*) einen wichtigen Bestandteil des Sediments dar; lumachellenartige, lagige Anreicherungen – basale Intervalle pelagischer Turbidite – sind lokal kieselig zementiert. Im Raume Clivio-Arzo-Viggiù leiten wenige Dezimeter (maximal Meter) bunter, z.T. glaukonitführender Mergel in die basalen Radiolarite über.

⁵⁾ F. Wiedenmayer bestimmte aus lithofaziellen Äquivalenten (glaukonitführende Mergelkalke und helle, knollige Biomikrite) im unmittelbar benachbarten Aufschluss bei Molino Grasso Ammoniten des mittleren und oberen Domerian: *Aveyronicerias* sp., *Arieticerias* cf. *expulsum* FUC., *Paltarpites* sp., *Dactylioceras* (*Eodactylioceras*) *triangulum* FISCHER (vgl. ausserdem MONTANARI & CRESPI 1974).



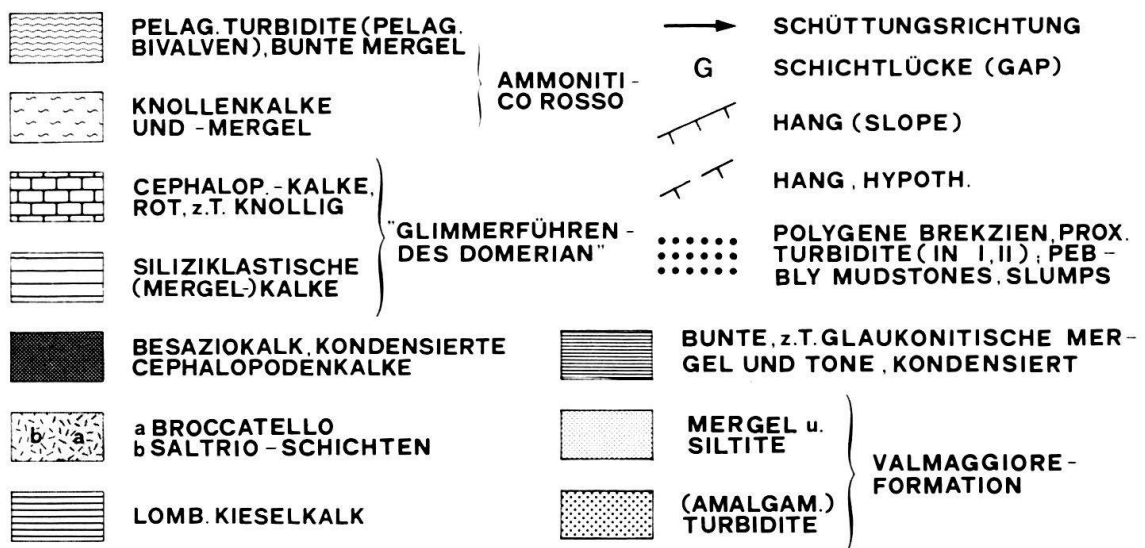
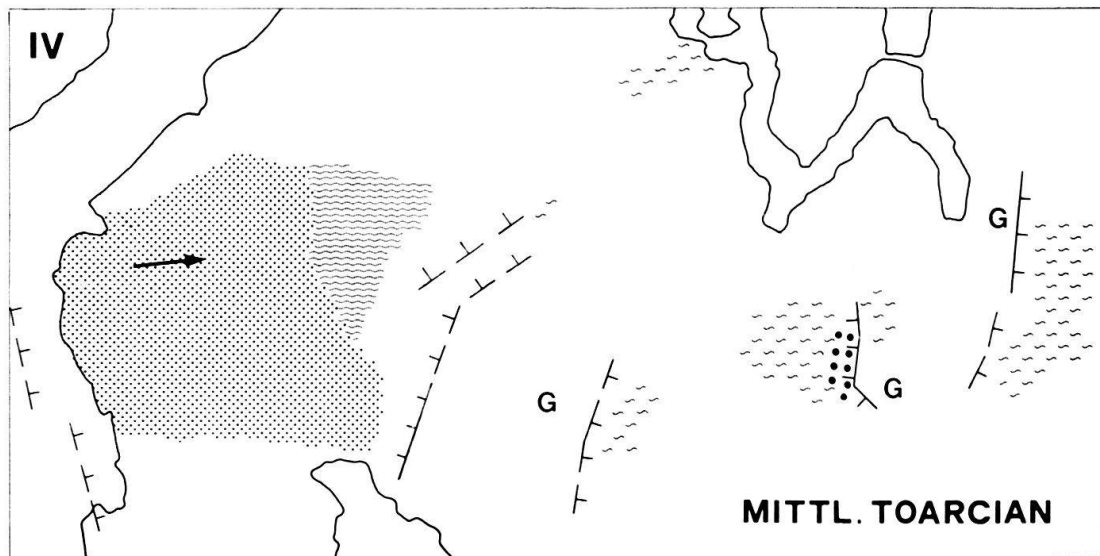
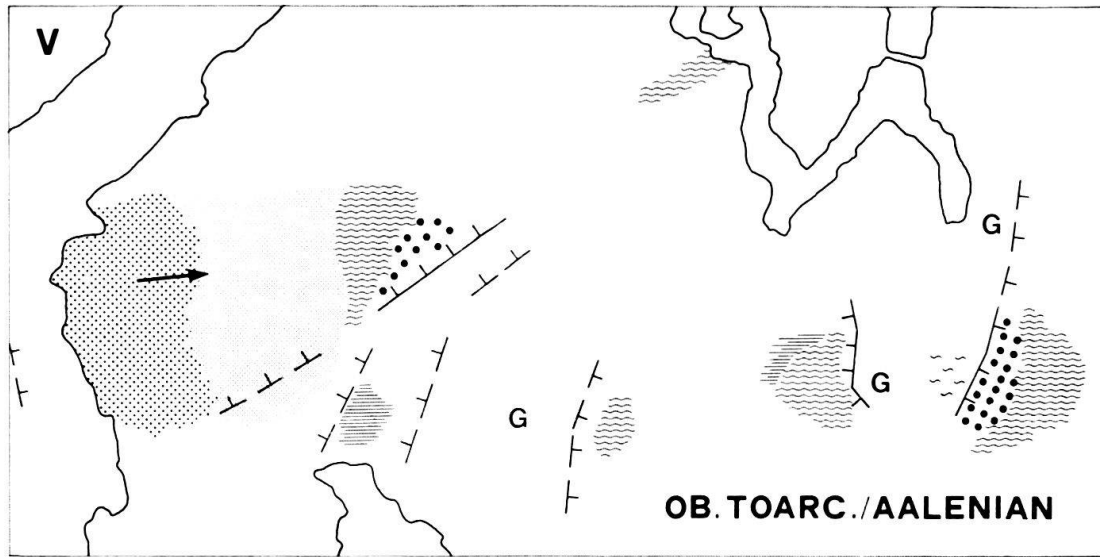


Fig. 4. Die liasischen Faziesmuster; paläogeographische Skizzen der Westlombardei.

Die generell geringmächtigen Schichtreihen auf der Südabdachung der Arbostora-Scholle zeichnen sich im Gegensatz zu der kontinuierlichen Sedimentation in der Valcuvia durch zahlreiche Anomalien in der Sedimentation aus: Eine extreme Kondensation der jurassischen Sedimente (eventuell mit Schichtlücken) charakterisiert den Raum Arzo-Besazio-Ligornetto (Scholle von Besazio-S. Rocco-Costone WIEDENMAYERS 1963, p. 607). Die spärlichen Aufschlüsse jüngerer Ablagerungen lassen im unmittelbar östlich anschliessenden Gebiet gleichfalls sehr geringe Sedimentmächtigkeiten vermuten. Bei Bella Vista (Alpe di Mendrisio) trennt ein glaukonitführender Horizont von wenigen Zentimetern die basalen Radiolarite (? oberer Dogger) vom mittelliasischen «Medolo» (vgl. BERNOULLI 1964, p. 74). Andererseits enthält etwa der Ammonitico Rosso westlich des Arzo-Bruchs Gleitschollen bzw. phacoidisierte Sedimentkörper der liegenden Cephalopodenkalke (vgl. BERNOULLI 1964, p. 76–79, und unser Profil VIII, Tf. 11). Südwestlich Arzo scheinen ausserdem kondensierte pelagische Kalke (Besazio-Kalke), als Kerne einzelner Phacoide, an den Rutschungen beteiligt zu sein.

Die verfügbaren Daten erlauben für den oberen Lias und unteren Dogger etwa folgende Paläogeographie zu skizzieren: Die Campo dei Fiori-Schwelle und die gemäss ihrer paläotektonischen Entwicklung (vgl. WIEDENMAYER 1963) offenbar sehr komplex gebaute Hochzone zwischen Arzo und Mendrisio schliessen ein Becken mit reduzierter Sedimentation ein. Seine Absenkung gegenüber den beiden Horsten dokumentiert sich vom mittleren Toarcian an lokal in remobilisierten semikonsolidierten Sedimentmassen (proximal) und in pelagischen Turbiditen. Die Absenkung beruht vermutlich auf einer Reaktivierung präexistenter Verwerfungen (vgl. z. B. WIEDENMAYER 1963, p. 608).

3. Im westlichen Monte Nudo-Becken zeigt der Schichtkomplex zwischen den Detrituskalken des Domerian und den Kieselpeliten der basalen Radiolarite eine von der klassischen südalpinen Schichtreihe abweichende sedimentäre Entwicklung: Nordwestlich des Campo dei Fiori interferiert ein mächtiger, flyschartig gegliederter Sedimentkörper, den wir neu als Formation ausscheiden (Valmaggioro-Formation) und anschliessend beschreiben werden, mit einer bunten, mergeligen Serie, die ihrerseits – gemäss ihrer stratigraphischen Stellung – die Knollenkalke bzw. -mergel des Ammonitico Rosso ersetzt (vgl. Tf. 11). Südlich Arcumeggia (Tf. 11, Profil VI) ist dieses «Ammonitico Rosso-Äquivalent» in mergeliger Becken- bzw. Slope-Fazies fast lückenlos aufgeschlossen. Die Serie lässt sich als vorwiegend unregelmässige, ab und zu rhythmische Alternanz bunter (meist roter) hemipelagischer Mergel und geringmächtiger distaler Kalkturbidite beschreiben. Die basalen Intervalle der resedimentierten Einschaltungen bestehen fast ausschliesslich aus Schill pelagischer Bivalven («Lumachellen», sparitisch oder sekundär kieselig zementierte Grainstones).

Im jüngsten Toarcian schalten sich verschiedene submarine Rutschungen in die Schichtfolge südlich Arcumeggia ein (vgl. Tf. 5, Fig. 3). Assoziiert mit den im Verband plastisch deformierten Gleitpaketen treten locker gepackte intraformationale Rutschungs-Konglomerate (pebbly mudstones) auf. Die Komponenten – spindel- oder linsenförmige Phacoide (meist von einer fluidal texturierten Rinde umgeben; vgl. Tf. 5, Fig. 4) – «driften» isoliert oder in Schwärmen konzentriert in

der mergeligen Matrix. Die mehr oder weniger konstante Orientierung der Langachsen der Transportkörper erlaubt eine Hauptbewegungsrichtung zu ermitteln (cf. VOIGT 1962), die auf eine Herkunft der Gleitmassen von der Campo dei Fiori-Schwelle (aus SE) schliessen lässt.

Im Dogger nimmt der Einfluss des südöstlichen Liefergebietes allmählich ab. Die monotonen Siltit-Mergel-Alternanzen der jüngeren Valmaggiore-Formation decken den grössten Teil des Sedimentationsraumes ein.

Valmaggiore-Formation

Frühere Beschreibungen

Während LEUZINGER (1926, p. 121) westlich des Campo dei Fiori offensichtlich eine Heteropie zwischen den oberliasischen roten Knollenkalken (Ammonitico Rosso) und den Kieselpeliten der basalen Radiolarite vermutete, erwähnt VAN HOUTEN (1929, p. 23), dass der Ammonitico Rosso nordwestlich des Campo dei Fiori durch die «Fazies der harten Kalke mit weichen, bunten Mergelzwischenlagern» (vermutlich basale Glieder der Valmaggiore-Formation) ersetzt wird. BERNOULLI (1964, p. 59 und 80) deutete die Resedimente im Liegenden der basalen Radiolarite bei Pozzolo, nordöstlich Gavirate (vgl. Tf. 11, Profil I) als distale Äquivalente der proximalen «Medolo-Fazies» (San Giulio-Serie) am Langensee-Ufer und schloss auf eine Schichtlücke zwischen dem mittleren Lias und dem oberen Dogger. MONTANARI (1974, p. 95ff.) beschreibt sowohl die Resedimente im Aufschluss nordöstlich Gavirate als auch die lithofaziell identischen Serien in der Valmaggiore (N von Brenta, vgl. Tf. 11, Profil V). Er stellt jedoch die jüngsten Schichten der Valmaggiore-Formation bei Pozzolo, in denen sich nun oberes Toarcian (Erbaense-Zone) nachweisen liess, ins obere Domerian und postuliert für die Resedimente in den beiden Aufschlüssen verschiedene Quellen.

Typlokalität

Valmaggiore (oder Vallone), nördlich Brenta (Varese).

Begrenzung

Die Untergrenze der Formation deckt sich ungefähr mit der Domerian-Toarcian-Grenze. Der Übergang von den hemipelagischen Sedimenten des Domerian in die flyschartig gegliederten der Valmaggiore-Formation erfolgt im allgemeinen graduell. Einzig am Monte Sangiano (vgl. Tf. 11, Profil III) überlagern die Resediment-Zyklen gelbe, sandige oder tonige, glimmerführende Mergel mit «Posidonien», die vermutlich bereits ins Toarcian zu stellen sind («untere Posidonien-Schichten», vgl. u.a. BERNOULLI 1972). Im Dach der Formation fällt der durchschnittliche Karbonatgehalt innerhalb einiger Meter von etwa 50% auf maximal 10% ab. Kieselpelite des (?) oberen Dogger – untersten Malm (vgl. BERNOULLI 1960, 1964; PASQUARÈ 1965) leiten die Radiolarit-Sedimentation ein. Einzig bei Pozzolo zeichnet sich im Dach der Formation eine sedimentäre Diskontinuität ab. Vermut-

lich ist dort der gesamte untere und mittlere Dogger in wenigen Metern bunter, sandiger Mergel kondensiert (vgl. Tf. 11, Profil I). Der Kontakt kann aufgrund einer Aufschlusslücke nicht direkt beobachtet werden.

Lithofazies

Die Valmaggiorre-Formation umfasst (1) zyklisch gegliederte Intervalle (Folgen mächtiger, vorwiegend kalkiger Turbidite; vgl. Tf. 4, Fig. 2) und (2) Abschnitte, in denen Kalksiltite und hemipelagische Mergel in unregelmässiger Weise alternieren.

1a) Herauswitternde Bänke (fein)arenitischer bis grobsiltiger Grainstones (im folgenden als «Kalkarenite» bezeichnet) prägen die Morphologie des Geländes. Angewitterte Schichtköpfe offenbaren eine reiche bankinterne Gliederung. Die sedimentären Strukturen sind im einzelnen kennzeichnend für Ablagerungen von Suspensionsströmen. Ihre vertikale Abfolge kann dagegen erheblich von der üblichen Bouma-Sequenz abweichen. Bankunterflächen zeigen keine orientierten Marken, sie sind lediglich schwach gewellt. Bankoberflächen können diese Deformationen nachzeichnen. In mächtigeren Bänken wird das Relief der Unterfläche durch disharmonische bankinterne Strukturen überprägt. Die Kalkarenite sind oben scharf (? erosiver Kontakt) gegen die massigen Siltite (*1b*) begrenzt.

Unreine, braungraue bis honiggelbe Hornsteine (Quarz mit minimal 10% karbonatischen Einschlüssen) treten als breite Bänder bzw. linsen- bis nierenförmige Körper bevorzugt in den basalen, parallel-laminierten Intervallen auf. Oft verlaufen ihre Konturen parallel zu den Sedimentstrukturen (vgl. Tf. 4, Fig. 3) und zeichnen syngenetische Deformationen nach. Isolierte Linsen und Schnüre schliessen sich häufig vertikal zu unregelmässigen Gebilden mit reliktsch erhaltenen Ablagerungsstrukturen zusammen.

Im Dünnschliff erweist sich die Lamination als eine Abfolge gradiertter Feinschichten (i. a. 1–3 mm). Die Partikel-Durchmesser variieren zwischen 0,1 und 0,02 mm. Die (fein)arenitische Fraktion ist mit Ausnahme einzelner krypto- bis mikrokristalliner, tonreicher Kalklutit-Aggregate vollständig (mikro)sparitisch rekristallisiert. Neben den primär karbonatischen Komponenten treten zu maximal 10–15% randlich korrodierte, meist vollständig kalzifizierte Spongiennadel-Fragmente und Radiolarien auf. Relativ selten sind Schalenfragmente pelagischer Bivalven. In den feinkörnigen Partien der Laminae dominieren kryptokristalline, pelletähnliche Kalklutit-Aggregate (Durchmesser 0,02–0,04 mm). Aufgrund ihrer dunklen Pigmentierung (Tonminerale, framboidaler Pyrit) heben sie sich deutlich vom mikrosparitischen Zement ab.

Silifizierungen (kieselige Zementierung und schliesslich «replacement») scheinen im Porenraum der (fein)arenitischen, basalen Intervalle der Mikrogradierungen einzusetzen. Der Karbonatgehalt beträgt in hornsteinfreien Partien zwischen 80 und 90%.

Folgende bankinternen sedimentären Strukturen wurden beobachtet:

- Parallel-Laminationen (*B*- bzw. *D*-Intervall der Bouma-Sequenz) wurden bereits als Folgen gradiertter Feinschichten beschrieben. Parallel-laminierte Intervalle sind häufig penekontemporär deformiert.

- Abweichend von der typischen Bouma-Sequenz treten, an die parallel-laminierten Intervalle gebunden, leicht asymmetrische transversale Feinrippeln (Wellenlängen um 0,5 cm, Amplituden ca. 1 mm) auf (vgl. HUBERT 1967). Die Gabelung der Kämme (unter Winkeln von 5–10°) deutet auf eine Interferenz zweier Rippelmuster.
- Schrägschichtungs-Einheiten sind i. a. geringmächtig (< 2 cm), ihre Gestalt ist variabel: Von den offenbar im Verband (durch «loading») deformierten Schrägschichtungs-Folgen lässt sich eine syngenetisch (s. str.) deformierte Schrägschichtung aufgrund der ungleichen Krümmung und inkonstanten Mächtigkeit der einzelnen Schrägschichtungs-Blätter unterscheiden (nach KUENEN 1953 sind Rippeln dieses Typs und Konvolution genetisch verknüpft: «ripple load convolution»; vgl. Tf. 6, Fig. 1).
- Komplexe bankinterne Strukturen resultieren aus der Überlagerung von Konvolution und Belastungsdeformation («loading» kann gewisse Konvolutionstypen auslösen, andere nachträglich akzentuieren bzw. modifizieren; vgl. DZULYNSKI & SMITH 1963, DZULYNSKI & WALTON 1965). Die grossen Amplituden (zwischen 5 und 30 cm) sprechen für dichte Suspensionsströme und/oder eine geringe Konsolidierung des liegenden Sediments. Bedeutsam erscheint, dass in vielen Fällen eine mehr oder weniger konstante Vergenz dieser Strukturen vorliegt, die möglicherweise Rückschlüsse auf die Transportrichtung zulässt (vgl. DZULYNSKI & SMITH 1963, FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970).
- Die spärlichen orientierten Marken – «longitudinal ridges» und «frondescient marks» – dürfen ebenfalls als polare Strukturelemente gewertet werden (vgl. DZULYNSKI & WALTON 1965).

1b) Die Kalkarenite werden stets von massigen, muschelrig brechenden, dunkelgrauen mergeligen Kalksiltiten (*E*-Intervall der Bouma-Sequenz) überlagert. Das Sediment ist auffallend gleichkörnig; vereinzelt Radiolarien und Spongiennadel-Fragmente stellen im allgemeinen die einzigen (fein)arenitischen Komponenten dar, akzessorisch können dazu terrigener Quarz und Feldspat treten. Der Erhaltungszustand der Biogene variiert: Gewöhnlich sind die Opalskelett-Fragmente durch granularen Mikrosparit oder drusigen Sparit ersetzt, seltener vollständig pyritisiert (vgl. Tf. 6, Fig. 2). Die Siltite sind lokal kieselig zementiert. Der Grenzbe-
reich zu den hangenden Mergeln ist ab und zu bioturbirt, der Kontakt jedoch im allgemeinen scharf.

Der Karbonatgehalt schwankt zwischen 50 und 60%.

1c) Schieferig spaltende oder blättrige, graugrüne bis olive und fleckig braunrot/ockerfarbene Mergel, hemipelagische Mudstones bis Wackestones (*F*-Intervall der Bouma-Sequenz), beschliessen die Zyklen. Neben 15–20% radialstruierten Chalcedon-Sphärolithen oder durch drusigen Sparit ersetzten Biogen-Relikten mit geopetalen Pyrit-Limonit-Einlagerungen (Spongien-Nadeln, Radiolarien) tritt, lagig eingeregelt und meist von einem breiten limonitisch imprägnierten Rand gesäumt, organischer Detritus auf.

Der detritische Quarz und Feldspat erscheint im Gegensatz zu den korrodierten oder völlig kalzifizierten Kieselskeletten unversehrt. Hellglimmer sind schichtparallel orientiert.

Nicht selten treten in den Mergeln dünnchalige, konzentrisch berippte Bivalven, «Posidonien», auf.

Der durchschnittliche Karbonatgehalt beträgt 45%.

2a) Graue oder graugrüne Kalksiltite (? distale Turbidite): Die Packungsdichte und der Erhaltungszustand der zu mehr als 50% vertretenen kryptokristallinen siltigen Lutit-Aggregate (0,01–0,02 mm) variieren im mm- bis cm-Bereich. Die pelletähnlichen Aggregate bilden gewöhnlich ein tragendes Gerüst, das sich deutlich von der mikrosparitisch rekristallisierten Grundmasse abhebt. Aus einer fortschreitenden Auflösung ihrer Konturen (Zerfall der siltigen Aggregate infolge Wasseraufnahme und/oder repetierter Umlagerung) kann schliesslich ein homogener Mudstone resultieren. Die feine, helle Streifung der Siltite ist durch lagige Anreicherungen von (fein)arenitischem biogenem Detritus (Muschelschill, kalzifizierte Spongienkernen-Fragmente) bedingt. Die Bänke sind im Dach lokal bioturbirt: die dunkelgraue Sprenkelung – Querschnitte verzweigter *Chondrites*-Gangsysteme – unterscheidet sich texturell vom übrigen Sediment. In den linsig ausgezogenen (kompaktierten) Gängen sind kalzifizierte Skleren, Radiolarien-Relikte und organisches Material angereichert.

2b) In den feinflaserigen Kalksiltiten führte Bioturbation zu einer weitgehenden Umstrukturierung des Sedimenttargefüges (mottled structure). Nur spärliche Relikte deuten auf eine ursprüngliche horizontale Feinschichtung. Im Gegensatz zu den scharf begrenzten *Chondrites*-Bauten bestehen zwischen den unterschiedlich texturierten Bereichen dieser Lithofazies kontinuierliche Übergänge. Unter den Komponenten dominieren wiederum siltige Lutit-Aggregate (> 50%). An den 10–20% arenitischen Biogenen sind zu variablen Anteilen Fragmente pelagischer Bivalven, Spongien-Nadeln und Radiolarien beteiligt; in vielen Fällen gestatten in kalzifizierten Relikten Spuren ursprünglicher Intern-Strukturen eine Unterscheidung der beiden Opalskelett-Bildner. Terrigener silikatischer Detritus tritt zurück (1–3%).

In den jüngeren Gliedern der Formation, gekennzeichnet durch eine zunehmend intensivere Rotfärbung (Fe-Hydroxide; feindispers intergranular oder in den siltigen Lutit-Aggregaten angereichert), gewinnen kieselig erhaltene Radiolarien (hauptsächlich Spumellarien) an Bedeutung. Langfaserige Chalcedon-Fächer füllen vom Rand her sprossend ihre Zentralkapseln.

2c) Hemipelagische Mergel bzw. Mergelkalke: Sie sind mikrofaziell mit der bereits beschriebenen Lithofazies 1c identisch («Posidonien» treten nicht durchgehend auf).

2d) Volumenmässig wenig bedeutend sind geringmächtige (im allgemeinen nur einige Zentimeter) gradierte Kalkturbidite (arenitische bis siltige Packstones). Kennzeichnend für Intervalle, in denen vermehrt gradierte Resedimente auftreten, ist eine diskrete Bänderung, ein kurzperiodisches Alternieren farblich schwach differenzierter Bänke, das in deutlichem Kontrast zu den graduellen Farbänderungen einer kontinuierlichen (hemi)pelagischen Sedimentation steht.

In den (fein)arenitischen basalen Intervallen dominieren kalzifizierte Spongien-Nadeln (10–20%), Schalenfragmente (bis 10%), dunkelpigmentierte (Tonminerale, Pyrit-Framboide) kryptokristalline Pelleteide (10–25%) und helle Mikritpartikel,

deren Konturen, durch Kornwachstum verwischt, sich im mikrosparitischen Rekristallisations-Gefüge der Grundmasse auflösen. Stengelige und plattige Komponenten (Schichtsilikate, Biogene) sind lagig eingeregelt. Der Anteil an terrigenen silikatischen Komponenten nimmt gegen die hangenden Radiolarite merklich ab. Die siltigen Intervalle der gradierten Schichten zeichnen sich durch eine homogenere Zusammensetzung aus; pelletoidale Aggregate herrschen vor.

In multiplen Gradierungen nimmt die Korngrösse der jeweils größten Fraktion einer gradierten Einheit nach oben allmählich ab (vgl. Tf. 6, Fig. 3). Der Pelitanteil wächst kontinuierlich, ein Wackestone leitet in einen homogenen Mudstone mit Chondriten über.

Eine Beanspruchung der Unterlage äussert sich nicht selten in Differentialbewegungen zwischen kleinsten Gefügeelementen (Phacoidisierung im mm- bis cm-Bereich) oder Konvolutionen. Bankgrenzen stellen häufig Erosionskontakte dar.

Sedimentation

Die flyschartig gegliederte Valmaggiore-Formation enthält im Gegensatz zu der mittelliasischen San Giulio-Serie nur feinkörnige Resedimente. Dennoch bestehen verschiedene Anhaltspunkte, die wiederum auf Liefergebiete im Westen und Südwesten, im Bereich der Gozzano-Schwelle, schliessen lassen:

In den Kalkareniten (Lithofazies *1a*) nimmt die durchschnittliche Korngrösse von Westen (Monte Sangiano) nach Osten (Aufschlüsse im Nordschenkel der Valcuvia-Synklinale) merklich ab. Die Orientierung der spärlichen polaren (bankinternen) Sedimentstrukturen und der nach Osten deutlich wachsende prozentuale Anteil an hemipelagischen Sedimenten (Lithofazies *1c*) sind mit der beobachteten Proximal-Distal-Gradierung vereinbar. Die seitliche Ersetzung der flyschartigen Sedimente durch die oben beschriebene mergelige Ammonitico Rosso-Fazies (mit grundlegend verschieden zusammengesetzten Resedimenten) schliesst Liefergebiete im Osten bzw. Südosten aus (vgl. Tf. 11).

Die isolierten Aufschlüsse südlich der Valcuvia lassen sich kaum korrelieren, und eine entsprechende Polarität kann nicht ohne weiteres nachgewiesen werden. Weder im Gebiet südlich Arolo (Monvalle) noch nördlich Besozzo (Tf. 11, Profil II) ist die Gesamtmächtigkeit der Valmaggiore-Formation bekannt. Wie am Monte Sangiano (Profil III) reicht die zyklisch gegliederte Fazies *1* jedoch in beiden Aufschlüssen bis 20–30 m unter die basalen Radiolarite. Bei Pozzolo, nördlich Gavirate (Tf. 11, Profil I), schalten sich in die basalen Glieder der Valmaggiore-Formation noch Rutschungskonglomerate ein, die von der Campo dei Fiori-Schwelle stammen (vgl. p. 315). Die jüngste konglomeratische Einschaltung führt im Dach aufgearbeitete Pelit-Fetzen (Lithofazies *1b*) des liegenden Turbidits (vgl. Tf. 5, Fig. 2). Alle übrigen Gerölle und die Matrix unterscheiden sich (mikro)faziell jedoch deutlich von den Resedimenten der Valmaggiore-Formation. Wir schliessen daraus, dass die Rutschungskonglomerate nicht eine proximale (kanalisierte) Fazies der Valmaggiore-Formation darstellen, sondern mit den feinkörnigen Resedimenten interferieren. Die bereits erwähnte Kondensation der mittelmiozänen Ablagerungen erklärt die reduzierte Mächtigkeit der Formation im Gebiet von Gavirate und lässt zudem eine bedeutende Materialzufuhr von Osten unwahrscheinlich erscheinen.

Die Mächtigkeiten der Kalkturbidite der Fazies 1 variieren beträchtlich (i.a. zwischen 0,75 und 2 m; maximale Mächtigkeit um 4 m). Zwischen Korngrösse und Bankmächtigkeit besteht keine Beziehung, und die Mächtigkeit der Pelite variiert nicht proportional zu der der liegenden Kalkarenite. Die massigen dunkelgrauen Pelite sind, fast ausnahmslos, etwas geringmächtiger als die Kalkarenite. Die Kontakte sowohl im Dach der Kalkarenite als auch der Pelite sind durchwegs scharf. Die hemipelagischen Mergel (*F*-Intervall der Bouma-Sequenz) sind daher jeweils ohne Schwierigkeiten gegen das liegende *E*-Intervall abzugrenzen (vgl. Tf. 4, Fig. 2).

Der geringe *ABC*-Index (Proximalitäts-Index, cf. WALKER 1967) steht im Widerspruch zu der grossen Mächtigkeit der vollständigen Zyklen. Auf Unregelmässigkeiten in der vertikalen Abfolge der *B*-, *C*- und *D*-Intervalle innerhalb der Kalkarenite wurde bereits hingewiesen; das *A*-Intervall fehlt stets. Obwohl die Aufschlussverhältnisse nicht erlauben, die Geometrie einzelner Zyklen im Detail zu studieren, fällt dennoch auf, dass die Mächtigkeit der Bänke in der Transportrichtung offenbar nicht kontinuierlich abnimmt.

Die angeführten Merkmale lassen darauf schliessen, dass sich die mächtigen Zyklen aus der Fracht mehrerer, dicht aufeinander folgender Suspensionsströme zusammensetzen (amalgamierte Turbidite). Die einzelnen Ströme vermochten offenbar mindestens das Pelit-Intervall des jeweils jüngsten, bereits abgelagerten Bouma-Zyklus zu erodieren. Im wenig konsolidierten liegenden Sediment mochten sie ausserdem sedimentäre Deformationen auslösen oder bereits angelegte Strukturen akzentuieren (vgl. DZULYNSKI & WALTON 1965, DZULYNSKI & RADOMSKI 1966). Der komplexe Aufbau der Kalkarenit-Bänke fände damit eine plausible Erklärung.

An der Basis und im Dach der zyklisch gegliederten Abschnitte der Formation (Fazies 1) lockert sich die Folge der amalgamierten Bänke; in die mächtigen hemipelagischen Mergel schalten sich geringmächtige (nicht zusammengesetzte) Turbidite, ab und zu laminierte Kalksiltite (? «contourites», cf. BOUMA 1973; vgl. Tf. 4, Fig. 4) ein. Systematische vertikale Mächtigkeitsänderungen («thickening-upwards-» oder «thinning-upwards-sequences», vgl. u.a. MUTTI & RICCI-LUCCHI 1972) wurden jedoch weder an den Übergängen in die Siltit-Mergel-Alternanzen der monotonen Beckenfazies 2 noch innerhalb der zyklisch gegliederten Intervalle der Formation beobachtet.

Die mächtigen Resedimente der Fazies 1, die im oberen Lias weite Teile des westlichen Monte Nudo-Beckens bedeckten (vgl. Fig. 4), dokumentieren vermutlich eine Reaktivierung des Bruchsystems im Gebiete des unteren Langensees. Erneute, stärkere tektonische Bewegungen mochten im Bereiche der Hochzone von Gozzano wiederholt zur Remobilisierung grosser, feinkörniger Sedimentmassen geführt haben.

Zur paläotektonischen Entwicklung der Westlombardei – eine Zusammenfassung

Die sedimentäre Entwicklung der Westlombardei wurde – deutlich nachweisbar vom Rhät an – von synsedimentärer Dehnungstektonik kontrolliert.

Die grundlegenden Arbeiten von BERNOULLI (1964) und CASTELLARIN (1972) vermochten den Einfluss etwa N-S-streichender Abschiebungssysteme (Luganer

Linie, Garda-Ballino-Linie) auf die jurassischen Faziesmuster der Südalpen weitgehend zu klären. Eine möglicherweise wesentlich ältere Anlage dieser Lineamente ist umstritten; wenig diskutiert wurde ihre Beziehung zu spätherzynischen WSW-ENE- bzw. SW-NE-streichenden Elementen (Collio-Tröge, Vulkanite von Bolzano und Lugano, Cremosina-Linie; vgl. LEHNER 1952, BERNOULLI 1964, ASSERETO & CASATI 1965, BORIANI & SACCHI 1976).

LEHNER nimmt in der Westlombardei sowohl für die WSW-ENE-orientierten, als auch für die annähernd N-S-verlaufenden Strukturen ein permisches Anlagealter an. BERNOULLI stellt dies für die Luganer Linie in Frage. Er deutet die Luganer Linie als vornehmlich rhätisch-liasische Bruchzone. ASSERETO & CASATI postulieren erneut mitteltriasische Aktivitäten an der Luganer Linie (für weitere Interpretationen der Luganer Linie und der analogen Langensee-Störung verweisen wir auf BERNOULLI 1964, p. 98 ff.).

Die Bedeutung spätherzynischer und triasischer Vulkanitmassen für die jurassische Geschichte der Südalpen wurde von verschiedenen Autoren verschieden gewichtet. Immerhin zeigt BOSELLINI (1973) in den Dolomiten eine klare Kontrolle der Jura-Isopachen durch die Verteilung der Vulkanite auf: Den Verhältnissen im Varesotto entsprechend, liegen nordöstlich des Gardasees *mächtigen* vulkanischen Ablagerungen *reduzierte* jurassische Serien auf. BOSELLINI sieht in der Ererbung alter Strukturen eine möglicherweise relevante Einschränkung der Gültigkeit seines «geodynamischen Modells» der Südalpen.

Wir möchten im folgenden versuchen, aus vorangehend beschriebenen Fazies und Faziesmustern – zum Teil ergänzt durch Daten aus der Literatur – eine paläotektonische Entwicklung des bearbeiteten Gebietes zu skizzieren.

Während die markanten Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede der jurassischen Ablagerungen distensionstektonische Bewegungen recht gut dokumentieren, kann tektonische Aktivität in den oft monotonen triasischen Plattform-Karbonaten nur schwer nachgewiesen werden. Entsprechende detaillierte Untersuchungen fehlen bis heute in der Westlombardei. Einzig ZORN (1971) beschäftigte sich, allerdings nur am Rande, mit paläotektonischen Aspekten der mitteltriasischen Heteropien. In anderen Gebieten der Südalpen sind diesbezügliche Untersuchungen weiter fortgeschritten (vgl. ASSERETO & CASATI 1965, PISA 1974).

Jungpaläozoikum

Die Verbreitung der spätherzynischen Vulkanite macht, jedenfalls was die andesitische Phase anbelangt, eine Bindung an WSW-ENE-verlaufende, grabenähnliche Strukturen wahrscheinlich. Diese scheinen (zum mindesten W der Luganer Linie) nicht durch N-S-gerichtete Lineamente beeinflusst worden zu sein. Das Verschwinden der Vulkanite an der Luganer Linie könnte gemäss BERNOULLI (1964) durch komplexe, alpin-tektonische Phänomene bedingt sein.

Die mächtigen Luganer Vulkanite (Arbostora-Scholle), die Porphyrmassen beidseits des unteren Langensees und die der Val Sesia dürfen vermutlich als Relikte einer ursprünglich kontinuierlichen spätherzynischen Struktur, des Arbostora-Gozzano-Elementes, angesehen werden. Im Piemont bildet die herzynisch angelegte (vgl. BORIANI & SACCHI 1976) Cremosina-Linie die Nordbegrenzung der Sesia-Vulkanite. Aus der ERTS-1-Aufnahme (vgl. BORIANI & SACCHI 1976, p. 331)

ist ersichtlich, dass sich die Cremosina-Linie östlich des Langensees offenbar in der Nordbegrenzung der Arbostora-Scholle (Brusimpiano-Cabiaglio-Linie) fortsetzt.

Nördlich der Arbostora-Scholle beschränken sich basische Effusiva auf einige Gänge; die sauren Vulkanite sind wesentlich geringmächtiger (vgl. HARLOFF 1927, LEHNER 1952), und lokal liegt die Trias direkt dem Kristallin auf (LEUZINGER 1926, p. 97; VAN HOUTEN 1929, p. 8). Es scheint folglich naheliegend, in der Brusimpiano-Cabiaglio-Linie und ihrer südwestlichen Fortsetzung, der Cremosina-Linie, eine ursprüngliche Begrenzung des Arbostora-Gozzano-Elementes zu sehen.

Mittlere Trias

Über skythisch-unteranisischen Transgressionsbildungen (Servino) setzt im mittleren Anisian die Plattform-Sedimentation des Salvatore-Dolomits ein. In den ganzen Südalpen (zwischen dem Varesotto und den Karnischen Alpen) sind Flachwasser-Karbonate dieses Typs weit verbreitet. Im obersten Anisian zerbricht die Plattform; es entsteht eine Reihe von Becken mit sauerstoffarmen bzw. euxinischen Verhältnissen (Grenzbitumen-Zone, Prezzo-Kalke, Bänderkalke der Buchensteiner Schichten). Das Einsetzen der bituminösen Fazies ist synchron (vgl. RIEBER 1967). Dies könnte als Indiz für distensionstektonische Ursachen gewertet werden.

Die oft extrem reduzierte Mächtigkeit dieser bituminösen Serien im Vergleich mit den altersgleichen Plattform-Karbonaten darf hingegen nicht als Argument für synsedimentäre Tektonik angesehen werden (z. B. ZORN 1971). Untersuchungen an frühdiagenetischen Hornsteinen in bituminösen Laminiten erlaubten das Ausmass der Kompaktion dieser Sedimente (25–50fach) abzuschätzen. Die von ZORN errechnete Sedimentationsrate von 1–4 m/Mio. Jahre steigt damit auf 25–200 m/Mio. Jahre. Die ursprüngliche Mächtigkeit der Grenzbitumen-Zone (entspricht etwa 4 Mio. Jahren, vgl. ZORN) dürfte sich folglich kaum wesentlich von der des vermutlich nur schwach kompaktierten mittleren Salvatore-Dolomits (250–450 m; vgl. ZORN 1971, p. 13) unterscheiden.

In der Westlombardei deckt sich die Verbreitung der Grenzbitumen-Zone ungefähr mit der der rhätischen Tremona-Serie (zentrale und östliche Arbostora-Scholle); nördlich der Brusimpiano-Cabiaglio-Linie sind uns keine Vorkommen der bituminösen Beckenfazies bekannt. Im Westen wird das Becken der Grenzbitumen-Zone heute von der nachweisbar rhätisch-liasisch aktiven Valganna-Minifreddo-Störung (vgl. Tf. 7) begrenzt.

Neben den teils bedeutenden Mächtigkeitsunterschieden zwischen der west- und der zentrallombardischen Mitteltrias (vgl. ASSERETO & CASATI 1965) könnte dies für eine oberanisische Anlage der N–S-gerichteten Strukturen sprechen.

Ob auch die künftige Luganer Linie in der Mitteltrias bereits als Faziesgrenze (? E-Rand des Beckens der Grenzbitumen-Zone, vgl. ASSERETO & CASATI 1965, Fig. 30) in Erscheinung tritt, muss dahingestellt bleiben, da unmittelbar östlich der Luganer Linie keine mitteltriasischen Sedimente aufgeschlossen sind.

Die im oberen Anisian angelegten Depressionen bestehen bis ins mittlere Carnian fort. Während in den Bergamasker, Trentinischen und Karnischen Alpen in der Mitteltrias «flyschartige» Sedimentation und assoziierte Vulkanite auf grössere Bathymetrie-Differenzen zwischen den Karbonat-Plattformen (Esino-Kalk, Schlern-Dolomit) und den Becken (Wengener, Cassianer Schichten) schliessen lassen, treten im Varesotto Resedimente und Pyroklastika in den Hintergrund. Subsidenzunterschiede sind in der Westlombardei von untergeordneter Bedeutung.

Im mittleren Carnian wird die Plattform-Sedimentation in weiten Teilen der Südalpen unterbrochen; in der Folge decken die bunten Mergel und Siltite der *Formazione di San Giovanni Bianco* grosse Gebiete des Ablagerungsraumes mit faziell ähnlichen Sedimenten ein: Im oberen Carnian spielt synsedimentäre Tektonik vorübergehend keine Rolle mehr (vgl. EPTING et al. 1976).

Obere Trias

Die norischen Sedimente sind im Varesotto in Hauptdolomit-Fazies ausgebildet.

Mit dem oberen Norian setzen wieder tektonische Bewegungen ein, die als Einleitung der rhätisch-liasischen Distensionsphase verstanden werden dürfen. Der Hauptteil der künftigen Arbostora-Schwelle emergiert. Im Bereich späterer rhätisch-liasischer Verwerfungen ist der Hauptdolomit häufig zerbrochen und kalzitisch verheilt. WIEDENMAYER (1963, p. 619) beschrieb solche von Kalzitadern durchschwärmte Dolomitpartien aus den Steinbrüchen von Arzo (Phase I der *Macchia vecchia*-Bildung). Möglicherweise fällt die Emersion der künftigen Gozzano-Schwelle in dieselbe Zeit.

Anderweitig bilden sich erneut Depressionen mit bituminösen Sedimenten (*Calcarei di Zorzino*; *Membro di Lumezzane*). Mindestens für letzteres kann eine Abhängigkeit von tektonischen Linien vermutet werden, bestehen doch klare Beziehungen zwischen seiner Verbreitung und den Isopachen der jüngeren Formationen (*Corna*, *Corso Rosso*, *Medolo*; vgl. Isopachen- und Fazieskarten in CASSINIS 1968, p. 108 ff.).

In anderen Gebieten schliesslich, hält die Hauptdolomit-Sedimentation bis ins obere Norian, teilweise sogar bis ins mittlere Rhät an (z.B. Dolomiten, Veneto, westliches Varesotto).

Die mitteltriasisch oder norisch angelegte Gliederung des Sedimentationsraumes erfährt im Rhät eine Akzentuierung. Im besonderen gewinnen N-S-Lineamente an Bedeutung; die Luganer Linie tritt als sichere Faziesscheide in Erscheinung. Sie trennt die reduzierten rhätischen Serien im Westen von den mächtigen Ablagerungen in der Zentrallombardei. Beträchtliche Bathymetrie-Unterschiede zwischen den beiden Sedimentationsräumen sind jedoch kaum nachzuweisen.

Nach WIEDENMAYER (1963, p. 585) zeichnet sich möglicherweise bereits im Rhät (deutlicher dann im unteren Lias) im Raume Stabio eine südliche Begrenzung der Arbostora-Schwelle ab.

In den rhätischen Serien der Westlombardei (Hauptdolomit s.l., *Tremona*-Serie, *Conchodon*-Kalk) lässt sich sowohl anschaulich die Abhängigkeit der Sedimentmächtigkeiten von der Subsidenz einzelner Teilschollen, als auch ihr sprunghaftes Ändern an synsedimentären Verwerfungen aufzeigen (vgl. Tf. 8). Ein Zusammenhang zwischen Rhät-Mächtigkeiten (vgl. GNACCOLINI 1964, Fig. 3) und Mächtigkeitsvariationen im hangenden Kieselkalk scheint evident: Auf *Alpe Perino* nördlich *Arcumeggia* (GNACCOLINI 1964, sez. 1–III) decken sich die grössten Mächtigkeiten des Rhäts mit denen der unterliasischen *Spiculite*. Am *Campo dei Fiori* (GNACCOLINI 1964, sez. VIII, 7–I, VII, 6–IV, 5) lässt sich im Rhät das analoge stufenweise Abnehmen der Mächtigkeiten von Westen nach Osten verfolgen wie im Kieselkalk.

Als weiteres Indiz für tektonische Aktivität im Rhät können schliesslich zahlreiche Spaltenfüllungen gewertet werden [z.B. Steinbrüche von Arzo, Arzo-Bruch, T. Poaggia, Tassera-Viggiù und (?) unmittelbar S des Passo Cuvignone (W des Mte. Nudo)].

Unterer Lias, mittlerer Lias (p.p.)

Die Sedimentationsverhältnisse im westlombardischen Unterlias dokumentieren eine generelle Absenkung. Während sich in den durchwegs flachmarinen Sedimenten der Obertrias syngenetische Dehnungstektonik lediglich in sprunghaften Mächtigkeitsvariationen (z.B. zentrallombardisches Rhät / Rhät des Varesotto) äussert, führen Subsidenzdifferenzen im unteren Lias offenbar zu einer deutlichen morphologischen Gliederung des Sedimentationsraumes (Horst-Graben-Topographie):

Ein gradueller Übergang von den Flachwasser-Karbonaten des oberen Rhät in den lombardischen Kieselkalk und allgemein mächtige Unterlias-Serien kennzeichnen die Beckenfazies, stratigraphische und sedimentäre Diskontinuitäten sowie reduzierte Sedimentmächtigkeiten die Schwellenfazies.

Der Übergang zur Kieselkalk-Sedimentation erfolgt im Generoso-Becken im Laufe des unteren Hettangian. BERNOULLI (1964, p. 29) und GAETANI (1975, p. 383) zitieren kleinwüchsige Faunen, die von BISTRAM (1903) und CONTI (1954) aus dem Gebiet der Val Solda (N des Porlezza-Armes des Luganersees) beschrieben worden sind. Im Monte Nudo-Becken ist die Kieselkalk-Basis nicht datiert. Biostratigraphisch relativ gut belegt ist indessen die Auflagerung des lombardischen Kieselkalles im Raume der Arbostora-Schwelle. Die ältesten Faunen (mit Ausnahme der von WIEDENMAYER beschriebenen Fauna unmittelbar östlich Arzo, vgl. unten) sind ins untere Sinemurian (Bucklandi-Zone) zu stellen. Diese Tatsache und die von früheren Autoren postulierte ausgedehnte Emersionsphase im Dach des Conchodon-Kalkes, die wir oben (p. 300) widerlegten, mochten zur Ansicht geführt haben, dass die Absenkung des Monte Nudo-Beckens später einsetzte als die des Generoso-Beckens (vgl. BERNOULLI 1964).

Sedimentologische Befunde lassen jedoch auf eine gleichzeitige Entstehung beider Becken (im Hettangian) schliessen. Der Kontakt Obertrias / Unterlias trägt auf der Arbostora-Schwelle offensichtliche Anzeichen von Omission und submariner Erosion. Die Unter-Sinemurian-Faunen in den kondensierten Fazies der Saltrio-Schichten dürfen daher nicht als Argument gegen einen bereits früheren Beginn der Absenkung angeführt werden. Für eine Absenkung im Hettangian sprechen zudem Involutinen-Kalke (assoziiert mit dem litho-/biohermalen Broccatello im Gebiete von Arzo) mit einer reichen Ammoniten-Fauna, in der WIEDENMAYER (1963, p. 596f.) Formen der Planorbis- und der Angulata-Zone nachweisen konnte. Angesichts der beschriebenen graduellen Übergänge vom Conchodon-Kalk in den basalen Kieselkalk im Gebiete des Beckens (vgl. p. 301) würde eine spätere (Sinemurian) Absenkung des Monte Nudo-Beckens eine Heteropie zwischen Conchodon-Kalk und Broccatello bedingen. Die faziellen und vor allem faunistischen Unterschiede zwischen den beiden Flachwasser-Sedimenten lassen dies jedoch äusserst unwahrscheinlich erscheinen.

Die heterogenen Saltrio-Schichten erlauben eine detaillierte Rekonstruktion der Paläogeographie der Arbostora-Schwelle (vgl. Tf. 9): Submarine Erosion (? Hettangian) widerspiegelt sich in den (in Gräben zusammengeschwemmten) epiklastischen Kalkareniten von Typ Viggiù. Westlich des Arzo-Bruchs sind die ältesten datierten Lias-Sedimente von Bucklandi-Alter. Im basalen Kondensationshorizont des Typs Poaggia lassen sich die Bucklandi- und die Semicostatum-Zone nach Westen bis zum Monte Tre Croci (E des Campo dei Fiori) belegen. Am westlichen Monte Campo dei Fiori lassen resedimentierte Ammoniten der Semicostatum-Zone (?) 100 m über der Kieselkalk-Basis (vgl. LEUZINGER 1926, p. 117) vermuten, dass die westlichste Teilscholle der Arbostora-Schwelle schon früher in die Absenkung des Beckens einbezogen wurde. Die Turneri-Zone ist nur noch im T. Poaggia und in der Val Cornee fossilbelegt. Sie fehlt am Monte Tre Croci im Kondensationshorizont; am östlichen Campo dei Fiori ist demnach das obere Unter-Sinemurian bereits in Beckenfazies entwickelt. Im unteren Sinemurian beginnen offenbar (von Westen her) sukzessive einzelne Elemente der Arbostora-Schwelle ins südwestliche Monte Nudo-Becken «abzusinken».

Da entsprechende Aufschlüsse fehlen, ist die frühe Geschichte des südwestlichen Monte Nudo-Beckens nur schlecht bekannt. Aufgrund der geschilderten Entwicklung vermuten wir jedoch, dass auch die Absenkung des südwestlichen Beckens bereits im Hettangian einsetzte.

Um die Wende Unter-Sinemurian / Ober-Sinemurian dokumentiert die Heteropie zwischen den Encriniten des Typs Saltrio und den Laminiten des Typs Poaggia eine weitere Zergliederung der östlichen Arbostora-Schwelle (vgl. Tf. 9, Rekonstruktion zur Zeit der Obtusum-Zone). Auf den reliktschen Horsten werden in der Folge die Sedimente des unteren Sinemurian teilweise (Salnova-Saltrio) oder vollständig (Arzo-Borgioli, eventuell Monte Monarco) erodiert. Im Laufe des oberen Sinemurian setzt (mit Ausnahme der Gegend um Arzo) auch auf diesen reliktschen Hochzonen die Kieselkalk-Sedimentation ein (vgl. SACCHI-VIALLI & CANTALUPPI 1961; WIEDENMAYER 1963). In Borgioli erfolgt der Sedimentationswechsel an der Basis des Carixian; gleichzeitig ersetzen unmittelbar östlich Arzo kondensierte rote Cephalopoden-Kalke (Besazio-Kalk, vgl. WIEDENMAYER 1963, p. 600) den unterliasischen Broccatello.

Die Schwelle von Gozzano wird im oberen Sinemurian partiell überflutet (vgl. SACCHI-VIALLI & CANTALUPPI 1967; MONTANARI 1969). Florenreste und terrigener Detritus zeugen indessen noch bis in den mittleren Lias von emergierten Gebieten im Bereiche der Gozzano-Schwelle.

Auf Tafel 10 (A), einem Profil durch das lombardische Becken, wurde versucht, die Mächtigkeit der unter- und mittelliasischen Beckensedimente vom Typ lombardischer Kieselkalk (Calcare di Moltrasio auct.) und / oder Medolo unüberhöht darzustellen.

Die tiefer-marine Kieselkalk-Medolo-Sedimentation setzt auch im zentralen und östlichen Teil des lombardischen Beckens im allgemeinen im Laufe des unteren Lias ein. Die Figur stellt die paläotektonische Situation etwa an der Wende mittlerer/oberer Lias dar. Die E-W-Orientierung ist durch die geographische Verbreitung von Lias-Sedimenten entlang dem Alpensüdrand vorgegeben (vgl. Geologische Karte der Schweiz 1:500000). Das Profil ist daher nicht als «idealer Schnitt» durch die liasischen paläotektonischen Elemente der westlichen Südalpen aufzufassen. Ausserdem dürfte eine alpine – möglicherweise transversale – Reaktivierung alter Störungen die ursprüngliche Schwellen-Becken-Konfiguration an einigen Stellen modifiziert haben (vgl. für die Luganer Linie DE SITTER 1963).

Die auffälligen Mächtigkeitsänderungen sind durch (z.T. beträchtliche) Subsidenzunterschiede zwischen einzelnen Bruchschollen bedingt. Besonders deutlich kommt dies in den randlichen grabenartigen Strukturen des Generoso- und des Monte Nudo-Beckens zum Ausdruck.

Nach BERNOULLI (1964) darf die unterliasische Absenkung des Generoso-Beckens an der Bruchstaffel der Luganer Linie auf mindestens 3000 m geschätzt werden. Bedeutend geringere Absenkungsbeträge widerspiegeln sich in den Mächtigkeiten der Unterlias-Serien im Monte Nudo-Becken:

Die unterliasischen Spiculite erreichen im zentralen Monte Nudo-Becken im Gebiet Arcumeggia – Monte Nudo mit 1100–1300 m ihre maximale Mächtigkeit (vgl. Tf. 10, B). Gegen Südwesten nimmt ihre Mächtigkeit ab; bei Arolo, am Langensee-Ufer, beträgt sie schliesslich nur noch ungefähr 100 m.

Die Porphyr-Scholle südlich der Valcuvia zeichnet sich gegenüber dem zentralen Becken durch eine wesentlich geringere Subsidenz aus. Die Mächtigkeit des Kieselkalks nimmt auf der Arbostora-Scholle von Osten nach Westen sprunghaft zu (vgl. oben); sie erreicht jedoch am Westende des Campo dei Fiori kaum mehr als 650 m (davon entfallen mindestens 200 m auf die mittelliasische San Giulio-Serie).

Während polygene, grobklastische Resedimente und exotische Blöcke im Generoso-Becken bereits im unteren Lias von einer schnellen, diskontinuierlichen Absenkung gegenüber der Arbostora-Schwelle zeugen, scheint die Absenkung im Monte Nudo-Becken während des unteren Lias kaum zur Bildung instabiler Steilränder geführt zu haben. In den Spiculiten des Monte Nudo-Beckens fehlen proximale Resedimente. Differentielle Bewegungen zwischen einzelnen Bruchschollen mochten sich in der Morphologie des Sedimentationsraumes lediglich als Flexuren äussern.

Erst im mittleren Lias dokumentieren die flyschähnlichen Sedimente der San Giulio-Serie eine beschleunigte Absenkung des westlichen Monte Nudo-Beckens (vgl. Tf. 10, C). Die Geometrie des Sedimentkörpers lässt auf eine Absenkung längs einer (der Luganer Linie analogen) ungefähr N–S-streichenden Bruchstaffel im Gebiet des Langensees schliessen. Ein Relikt dieser Bruchzone – die «Langensee-Störung» – trennt heute die Ignimbrite von Arolo und die triasischen Plattform-Sedimente am unteren Langensee von den jüngeren, mesozoischen und tertiären, Ablagerungen im Osten.

Domerian – Tithon

Figur 4 vermittelt einen Überblick über die liasischen Faziesmuster im Monte Nudo-Becken, auf der angrenzenden Arbostora-Schwelle und im Westteil des benachbarten Generoso-Beckens.

Während im subsidierenden westlichen Monte Nudo-Becken noch flyschähnliche Sedimente (San Giulio-Serie) zur Ablagerung gelangen, stellen sich ungefähr an der Wende Carixian / Domerian auf der Arbostora-Scholle und im Generoso-Gebiet bereits hemipelagische Verhältnisse ein (vgl. Fig. 4, II).

Der Übergang zu einer ausschliesslich hemipelagischen Sedimentation erfolgt im westlichen Monte Nudo-Becken (bedingt durch eine allmähliche Stabilisierung

des Ostrandes der Schwelle von Gozzano) erst während des höheren Unter-Domerian (vgl. Fig. 4, III).

Ungefähr gleichzeitig beginnt sich eine individuelle sedimentäre Entwicklung einzelner Elemente der Arbostora-Schwelle abzuzeichnen. Die erneute Zergliederung der Schwelle wird vermutlich durch präexistente tektonische Lineamente kontrolliert.

In diesem Zusammenhang erscheint interessant, dass während der oberliasischen Zergliederung der Arbostora-Schwelle rhätisch bzw. unterliasisch angelegte Verwerfungen offenbar nicht konsequent in ihrem ursprünglichen Bewegungssinn reaktiviert wurden: vgl. z.B. WIEDENMAYERS (1963, p. 626) Beschreibung der Entwicklung an der Verwerfung von Besazio-Tremona.

Der Horst im Gebiete des Campo dei Fiori (belegt einerseits durch kondensierte Knollenkalke im oberen Domerian und durch eine anschliessende Schichtlücke bis in den oberen Jura, andererseits durch Rutschungs-Konglomerate an seinem Westrand) bestimmt die grundlegend verschiedene sedimentäre Entwicklung der östlich bzw. westlich angrenzenden Ablagerungsräume im oberen Lias und unteren Dogger (vgl. Fig. 4, IV, V).

Ein nächster Horst zeichnet sich im Raume Arzo-Mendrisio ab (Schichtlücke zwischen dem mittleren Lias und dem ? oberen Dogger oder Malm bei Bella Vista, Alpe di Mendrisio). Er liegt jedoch, im Gegensatz zur Campo dei Fiori-Schwelle, mindestens während des oberen Lias (Ammonitico Rosso) zwischen faziell sehr ähnlichen Sedimentationsgebieten.

Im Monte Nudo-Becken dokumentiert eine intensive Sedimentschüttung von Westen im oberen Lias und unteren Dogger erneut tektonische Aktivität an N-S-orientierten Abschiebungen im Gebiet des Langensees. Die homogenen, feinkörnigen Resedimente der Valmaggior-Formation lassen jedoch vermuten, dass im Liefergebiet (? Schwelle von Gozzano) lediglich unkonsolidierte Sedimente erodiert wurden. Die Campo dei Fiori-Schwelle verhindert eine Beeinflussung der vornehmlich pelagischen Sedimentation im Osten.

Nördlich der Valcuvia interferieren mit der Valmaggior-Formation bunte Mergel, pelagische Turbidite und Sedimentrutschungen. Die pelagischen Resedimente stammen aus Südosten und markieren offenbar den Nordrand der Campo dei Fiori-Schwelle. Wir vermuten, dass die nördliche Begrenzung dieses oberliasischen Horstes mit dem Nordrand der Arbostora-Schwelle zusammenfällt.

In Figur 5 wurde versucht, die paläotektonische Situation an der Wende vom unteren zum mittleren Jura zu rekonstruieren. Die skizzierte Schwellen-Becken-Konfiguration scheint bis in den jüngeren Dogger, lokal bis in den Malm (Campo dei Fiori-Schwelle), Gültigkeit zu bewahren.

Das Einsetzen einer monotonen kieselig-tonigen Sedimentation im (?) oberen Dogger (basale Radiolarite) deutet auf eine zunehmende Wassertiefe; in der Westlombardie stellen sich allmählich tiefmeerische Verhältnisse ein. Einzig nördlich Besozzo fanden wir in den basalen Kieselschiefern der Radiolarit-Gruppe geringmächtige, gradierte (z. T. vollständig silifizierte) Resedimente, die sich hauptsächlich aus Komponenten kontemporärer *neritischer* Ablagerungsbereiche zusammensetzen (vgl. Tf. 6, Fig. 4). Sie zeigen, dass im Einzugsgebiet des beschriebenen Sedimentationsraumes noch im jüngeren Dogger lokal (? auf reliktschen Schwellen im S oder SW) flachmarine Ablagerungsbedingungen herrschten.

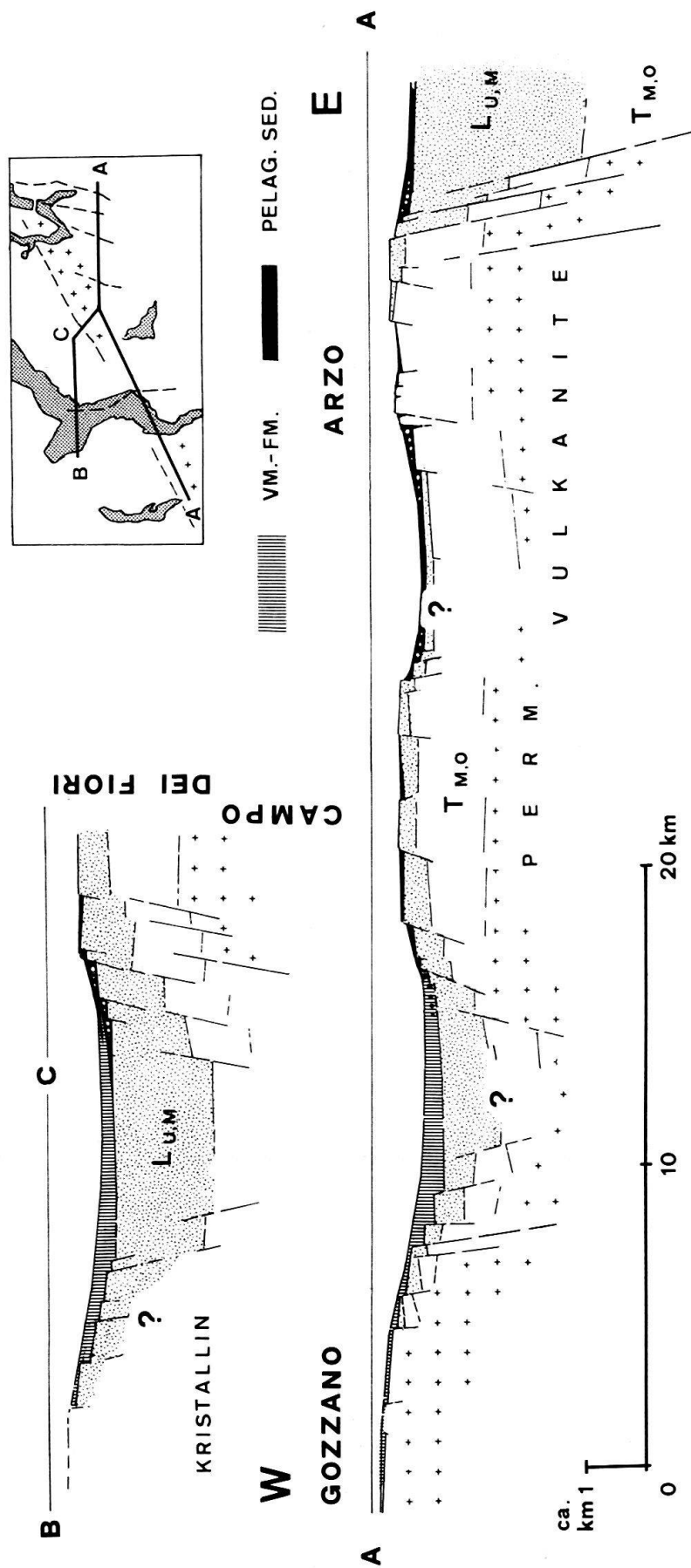


Fig. 5. Paläotektonische Situation an der Wende Lias/Dogger – Versuch einer Rekonstruktion.

$T_{M,O}$ = mittel- und obertriasische Flachwasser-Karbonate.

$L_{U,M}$ = unter- und mittelliasische Beckensedimente (inkl. hemipelagische Sedimente des Domerian).

$VM-FM$ = flyschartige Resedimente der Valmaggiore-Formation

$PELAG. SED.$ = pelagische Sedimente (mit Resedimenten).

Das Alter der Radiolarite ist umstritten: BERNOULLI (1960, 1964) vermutet, dass die Radiolarit-Sedimentation in der Lombardei (isochron) mit der Wende Dogger / Malm einsetzt. Nach PASQUARÈ (1965) würde sie bereits im Callovian beginnen. Exakte Daten fehlen vorderhand noch.

Noch in den ausschliesslich pelagischen Serien des Malm und der Unterkreide zeugen zahlreiche Resedimente von einer starken Mobilität des Untergrundes. Im lombardischen Becken ist beispielsweise der Übergang vom Rosso ad Aptici (jüngste Schichtgruppe der Radiolarite, ? unteres / mittleres Tithon) in die weissen Coccolithen-Kalke der Maiolica häufig durch eine submarine Rutschung oder intraformationelle Brekzien gekennzeichnet. Nach LÜTHI (1973, unpubl.) besteht im Kern der Valcuvia-Synklinale zwischen den beiden Formationen eine Schichtlücke (submarine Erosion), die das obere Tithon umfasst; er stellt die Basis der Maiolica ins unterste Berriasian.

Summary

In Western Lombardy late Variscan andesites, dacites and rhyolites were deposited in a WSW-ENE oriented graben-like structure. Early Triassic clastic sedimentation indicates a marine ingression from the East. In Lombardy, a carbonate platform was installed in the middle Anisian and persisted locally up to the lower Carnian. From the uppermost Anisian onwards bituminous and subordinate tuffaceous sediments were deposited in local depressions with restricted water circulation. In the studied area, middle Triassic facies boundaries coincide approximately with future N-S oriented faults. Tectonic activity controlling late Triassic and Jurassic facies patterns is thought to be related to movements along both WSW-ENE and N-S trending structures.

In Western Lombardy we distinguish four important paleotectonic elements:

- the *Generoso Basin* (cf. BERNOULLI 1964)
- the *Arbostora* and *Gozzano Swells*, which originally were parts of a probably continuous «Arbostora-Gozzano-Element» corresponding to the Permian volcano body.
- the *Monte Nudo Basin*, divided into a central, more strongly subsiding part NW of the Arbostora Swell and a southwestern part between the Arbostora and Gozzano Swells.

The term «Arbostora Swell» replaces the term «Lugano Swell» (or «Arzo Swell») of previous authors.

Facies changes and remarkable differences in thickness of the Rhetic sequences on both sides of the Lugano Line were described by BERNOULLI (1964) and interpreted as the result of accelerated tectonic activity along the Lugano fault system. On the future Arbostora Swell, a reduced facies, the *Tremona series*, is present which is transgressive on the Norian Hauptdolomit (cf. Plate 8). In the future Monte Nudo Basin, peritidal sedimentation seems to be continuous up to the upper Rhetic and probably the lowermost Liassic. In the upper parts of this sequence, in the Concho-

don Limestone, residual deposits (terra rossa, caliche) suggest repeated emersions. West of the Lago Maggiore fault system no upper Triassic sediments are known.

In Western Lombardy, the initiation of a disintegration of the former platform into a small-scale pattern of individual fault blocks is documented by abrupt changes in thickness in the Rhetian series. This is particularly evident on the Arbostora Swell which is cut by a system of subparallel, roughly N-S oriented faults. These thickness variations typically anticipate those observed in the overlying lower Liassic spiculitic sediments.

On the Arbostora Swell, the different lithotypes of the *Saltrio beds* permit a rather detailed reconstruction of the swell for the Lower Liassic time (Plate 9). Cross-bedded epiclastic calcarenites (type Viggiù, ? Hettangian) are restricted to small grabens and may be derived from neighbouring highs. Dark, bituminous, redeposited laminites, generally overlying a hardground (type Poaggia) are limited to grabens, caused by slightly younger tectonic movements. Biogenic components in the laminites were supplied from persisting small horsts with Saltrio-type crinoidal limestones. The earliest dated Liassic sediments in the Arbostora area are lowermost Sinemurian in age. We think, however, that the Arbostora Swell was submerged even at an earlier stage, as ammonite-bearing *Involutina* limestones of Hettangian age occur within the litho-/biohermal Broccatello Formation along the eastern margin of the Arbostora Swell (cf. WIEDENMAYER 1963).

In the central Monte Nudo Basin a lower Liassic transgression could not be proved; there seems to be a gradual transition from the Conchodon Limestone to the *Lombardian Kieselkalk* (Moltrasio Limestone auct.). During the Sinemurian the basinal Kieselkalk replaced step by step the Saltrio beds in the Arbostora area, proceeding from W (Mt. Campo dei Fiori) to E; this is well documented by ammonite faunas. Local horsts, however, persisted up to the late Sinemurian (Saltrio-Salnova, Borgioli-Arzo). At the same time, the Gozzano Swell was partly inundated and red lithic arenites (type Gozzano of the Saltrio beds) were deposited.

Within the Lombardian Kieselkalk Formation we distinguish a lower *Spiculite series* and an upper *San Giulio series*. During early Liassic times, differential subsidence led to a pronounced submarine topography, possibly favouring prolific growth of silicious sponges along the basin margins. It seems difficult to explain the volumetric distribution of the Spiculites with a purely hemipelagic sedimentation model. We believe that the accumulation of the spiculitic sediments was controlled by currents, possibly by low velocity - low density turbidity currents. These deposits were subsequently modified probably by an intrabasinal current system. The greatest thicknesses of the lower Liassic Spiculites (up to 1300 m, cf. Plate 10) were measured NW of the Arbostora Swell, in the central basin. During the uppermost Sinemurian and the early Middle Liassic, differences in subsidence between the Monte Nudo Basin and the major part of the Arbostora area are not expressed by facies changes but by considerably thinner sequences on the former swell.

The younger part of the Lombardian Kieselkalk - the San Giulio series (middle Carixian to lower Domerian) - is a flysch-like deposit: proximal resediments laterally grade into distal ones away from the Lago Maggiore fault system, suggesting important synsedimentary fault movements along this line. The proximal facies is composed of slides and slumps, polygenic breccias (channelized debrites) and

proximal turbidites. The distal facies is represented by a regular alternance of burrowed spiculitic limestones and hemipelagic marly intercalations. The geometry of the sediment body reflects an accelerated subsidence of the western Monte Nudo Basin (cf. Plate 10, C).

Approximately at the Carixian / Domerian boundary, a new facies differentiation between the Arbostora Swell and the Monte Nudo Basin is recognized (cf. Fig. 4): thin hemipelagic sediments were deposited on the swell and in the adjacent Generoso Basin while turbiditic sedimentation (San Giulio series) continued in the western Monte Nudo Basin. Obviously, the Lugano fault system was of minor importance during the post-Sinemurian sedimentary evolution of Western Lombardy.

From middle Domerian onwards, mainly hemipelagic sedimentation prevailed also in the western Monte Nudo Basin. At this time synsedimentary faults caused a differentiation into subbasins and swells in the Arbostora area. The *Campo dei Fiori Swell* which corresponds to the western part of the former Arbostora Swell acts during the late Liassic and probably up to the late Jurassic (stratigraphic gap between Domerian and Kimmeridgian-Tithonian) as a barrier between an area with merely pelagic sedimentation (red marly nodular limestones, silicious marls) in the East and a western realm with renewed turbiditic sedimentation (cf. Fig. 4, 5). These flysch-type deposits, of Toarcian and lower to middle Dogger age, are called *Valmaggione Formation*. The now submerged Gozzano Swell is thought to have supplied the sediments, but erosion apparently only affected a semiconsolidated sedimentary cover. NW of the Campo dei Fiori Swell the Valmaggione Formation interfingers with a marly slope-to-basin Ammonitico Rosso facies with resedimented pelagic material (cf. Plate 11).

In the upper Jurassic, pelagic deep-sea sedimentation prevailed over the whole of Lombardy. However, neritic resediments, locally occurring between silicious marls at the base of the Radiolarite Formation (upper Middle Jurassic-lower Tithonian) suggest areas of persisting shallow-marine deposition, which were probably situated to the S or SW. White coccolith limestones (Maiolica, upper Tithonian-Berriasian to Barremian) overly, locally with a stratigraphic gap, the Radiolarite Formation.

Verdankungen

Wir danken:

- S. Lüthi, F. Morax und F. Wiedenmayer für das bereitwillige Überlassen unpublizierter Daten.
- D. Bernoulli und R. Trümpy für die Einführung in die Geologie der Südalpen.
- F. Wiedenmayer und O. Renz (Basel) sowie R. Schlatter (Ludwigsburg) für die Bestimmung der Makrofossilien.
- W. Gruber für die Herstellung der Dünnschliffe und U. Gerber für die Handstück-Fotografien.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLASINAZ, A. (1968): *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XXIV.: *Il Carnico nella Lombardia occidentale*. – Riv. ital. Paleont. 74/4, 1007–1056.
- ASSERETO, R., & CASATI, P. (1965): *Revisione della stratigrafia Permo-Triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. – Riv. ital. Paleont. Stratigr. 71/4, 999–1097.

- BERNOULLI, D. (1960): *Die Auflagerung der Radiolaritgruppe im Südtessin*. – *Eclogae geol. Helv.* 53/2, 632–637.
- (1964): *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen)*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 118.
- (1972): *North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison*. – *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 11, 801–871.
- BISTRAM, A. VON (1903): *Beiträge zur Kenntnis der Fauna des unteren Lias in der Val Solda*. – *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* 13, 116–208.
- BORIANI, A., & SACCHI, R. (1976): *The «Insubric» and other tectonic lines in the Southern Alps (NW Italy)*. – *Mem. Soc. geol. ital.* 13 (Suppl. 1, 1974), 327–337.
- BOSELLINI, A. (1973): *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazione agli Appennini*. In: ACCORDI, B. et al. (Eds.): *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino* (p. 163–205). – *Quad. Accad. naz. Lincei* 183.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch deposits*. – Elsevier, Amsterdam.
- (1973): *Contourites in Niesenflysch*. – *Eclogae geol. Helv.* 66/2, 315–323.
- BOUMA, A. H., & HOLLISTER, C. D. (1973): *Deep ocean basin sedimentation*. In: MIDDLETON, G. V., & BOUMA, A. H. (Eds.): *Turbidites and deep water sedimentation* (p. 79–118). – *Soc. econ. Paleont. Mineral. (Pacific Sect., Short Course, Anaheim)*.
- CALVERT, S. E. (1974): *Deposition and diagenesis of silica in marine sediments*. In: HSU, K. J., & JENKINS, H. C. (Eds.): *Pelagic sediments on land and under sea* (p. 273–300). – *Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentologists* 1.
- CASSINIS, G. (1968): *Stratigrafia e tettonica dei terreni mesozoici compresi tra Brescia e Serle*. – *Atti Ist. geol. Univ. Pavia* 19, 50–152.
- CASTELLARIN, A. (1972): *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite fra la piattaforma veneta e il bacino lombardo a nord della Riva del Garda*. – *G. Geol.* 38 (1970), 11–212.
- CONTI, S. (1954): *Stratigrafia e paleontologia della Val Solda*. – *Mem. descr. Carta geol. Ital.* 30, 1–248.
- DZULYNSKI, S. (1965): *New data on experimental production of sedimentary structures*. – *J. sediment. Petrol.* 35/1, 196–212.
- DZULYNSKI, S., & RADOMSKI, A. (1966): *Experiments on bedding disturbances produced by the impact of heavy suspensions upon horizontal sedimentary layers*. – *Bull. Acad. pol. Sci. (Sci. géol. géogr.)* 14/4, 227–230.
- DZULYNSKI, S., & SMITH, A. J. (1963): *Convolute lamination, its origin preservation and directional significance*. – *J. sediment. Petrol.* 33/3, 616–627.
- DZULYNSKI, S., & WALTON, E. K. (1965): *Sedimentary features of Flysch and graywackes*. – *Dev. Sedimentol.* 7 (Elsevier, Amsterdam).
- EPTING, M., UNLAND, W., SCHMIDT, K., & CHRISTODOULIDES, A. (1976): *Middle Triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy) and their significance for palaeogeographic and palaeo-structural evolution*. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.]* 151/1, 1–30.
- FISCHER, A. G. (1964): *The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic*. In: MERRIAM, D. F. (Ed.): *Symposium on cyclic sedimentation*. – *Bull. geol. Surv. Kansas* 169, 107–149.
- FRAUENFELDER, A. (1916): *Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen*. – *Eclogae geol. Helv.* 14/2, 247–367.
- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1970): *Sediment-Petrologie. Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine*. – Schweizerbart, Stuttgart.
- GAETANI, M. (1975): *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps*. In: SQUYRES, C. (Ed.): *Geology of Italy* (p. 377–402). – *Earth Sci. Soc. Libyan Arab. Repub., Tripoli*.
- GNACCOLINI, M. (1964): *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). VII.: Il Retico nella Lombardia occidentale (Regione compresa tra L. Maggiore e L. di Lugano)*. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 70/3, 467–522.
- (1965): *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). X.: Sul significato stratigrafico della «Dolomia a Conchodon»*. – *Riv. ital. Paleont. Stratigr.* 71/1, 155–166.
- GOVI, M. (1960): *Geologia del territorio compreso tra il Lago di Lugano e la Val Marchirolo*. – *Studi Ric. Div. geomin. (Com. naz. Ric. nucl.)* 3, 3–61.
- HARLOFF, CH. E. A. (1927): *The geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino*. – *Leidse geol. Meded.* 2, 117–222.

- HARRISS, R. C. (1972): *Silica – Biogeochemical cycle*. In: FAIRBRIDGE, R. W. (Ed.): *The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences* (p. 1080–1082). – Encycl. Earth Sci. 4A (Van Nostrand Reinhold Co., New York).
- HOUTEN, J. VAN (1929): *Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore*. – Eclogae geol. Helv. 22/1, 1–40.
- HUBERT, J. F. (1967): *Sedimentology of Prealpine Flysch sequences, Switzerland*. – J. sediment. Petrol. 37/3, 885–907.
- KAECH, M. (1903): *Geologisch-petrographische Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago Maggiore und Valsesia*. – Eclogae geol. Helv. 8/1, 47–164.
- KUENEN, PH. H. (1953): *Graded bedding, with observations on Lower Paleozoic rocks of Britain*. – Verh. k. nederl. Akad. Wetensch. (Afd. Natw.) 20/3, 1–47.
- LAUBSCHER, H., & BERNOULLI, D. (1977): *Mediterranean and Tethys*. In: NAIRN, A. E. M., STEHLI, F. G., & KANES, W. (Eds.): *The Ocean Basins and Margins. IV: Mediterranean* (p. 1–28). – Plenum Publ. Corp., New York.
- LEHNER, P. (1952): *Zur Geologie des Gebietes der Denti della Vecchia, des M. Boglia, des M. Bré und des M. San Salvatore bei Lugano*. – Eclogae geol. Helv. 45/1, 85–159.
- LEUZINGER, P. (1926): *Geologische Beschreibung des M. Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganese-Valcuvia*. – Eclogae geol. Helv. 20/1, 90–157.
- MONTANARI, L. (1969): *Aspetti geologici del Lias di Gozzano*. – Mem. Soc. ital. Sci. nat. Mus. civ. Storia nat. Milano 18/2, 25–69.
- MONTANARI, L., & CRESPI, U. (1974): *Eventi Domeriano-Toarciani nelle prealpi Lombardi occidentali*. – Atti Ist. geol. Univ. Pavia 24, 92–119.
- MUTTI, E., & RICCI-LUCCHI, F. (1972): *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. – Mem. Soc. geol. ital. 11/2, 161–260.
- NELSON, C. H., MUTTI, E., & RICCI-LUCCHI, F. (1975): *Comparison of proximal and distal thinbedded turbidites with current-winnowed deep-sea sands*. – IX^e Congr. int. Sédimentol. Nice (1975). Thème 5: «Synthèse sédimentologique des bassins sédimentaires» 2, 317–324.
- PASQUARÈ, G. (1965): *Il Giurassico superiore nelle prealpi Lombarde*. – Riv. ital. Paleont. Stratigr. [Mem.] 11, 1–228.
- PISA, G. (1974): *Evoluzione delle piattaforme carbonatiche nel Trias medio della Carnia occidentale*. – Mem. Soc. geol. ital. 13/1, 35–83.
- REINECK, H. E., & SINGH, I. B. (1973): *Depositional sedimentary environments*. – Springer, Berlin / Heidelberg / New York.
- RIEBER, H. (1967): *Über die Grenze Anis-Ladin in den Südalpen*. – Eclogae geol. Helv. 60/2, 1083–1092.
- SACCHI-VIALLI, G., & CANTALUPPI, G. (1961): *Revisione della fauna di Saltrio. II.: Le ammoniti*. – Atti Ist. geol. Univ. Pavia 12, 5–63.
- (1967): *I nuovi fossili di Gozzano*. – Mem. Soc. ital. Sci. nat. Milano 16/2, 63–127.
- SANDERS, J. E. (1965): *Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms*. In: MIDDLETON, G. V. (Ed.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 12, 192–219.
- SARÀ, M., & VACELET, J. (1973): *Ecologie des démosponges*. In: GRASSÉ, P.-P. (Ed.): *Traité de Zoologie, «Spongiaires»* 3/1 (p. 463–576). – Masson, Paris.
- SENN, A. (1924): *Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese*. – Eclogae geol. Helv. 18/4, 550–632.
- SITTER, L. U. DE (1963): *La structure des Alpes Lombardes*. – Livre Mém. Paul Fallot (Soc. géol. France) 2, 245–256.
- STANLEY, D. J. (1969): *Sedimentation in slope and base-of-slope environments; Lecture 8*. In: *The new concepts of continental margin sedimentation*. – Amer. geol. Inst.
- VIALLI, V. (1949): *Di una nuova pianta fossile del Lias lombardo*. – Atti Soc. ital. Sci. nat. 88, 199–204.
- VOIGT, E. (1962): *Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle / Westf.* – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg 31, 146–275.
- WALKER, R. G. (1967): *Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments*. – J. sediment. Petrol. 37/1, 23–43.
- WIEDENMAYER, F. (1963): *Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona*. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 529–640.

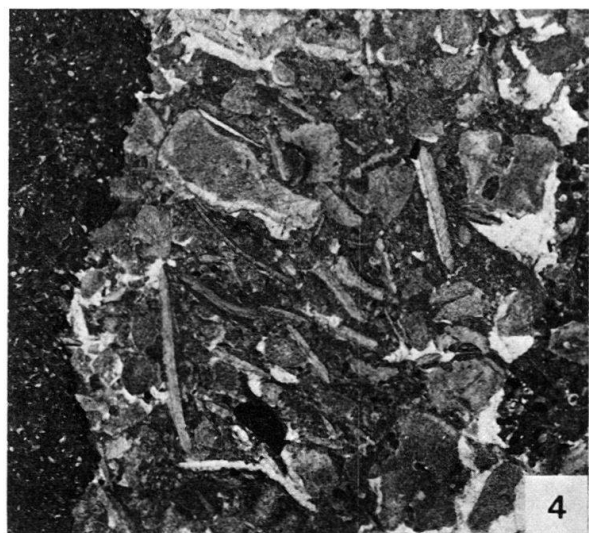
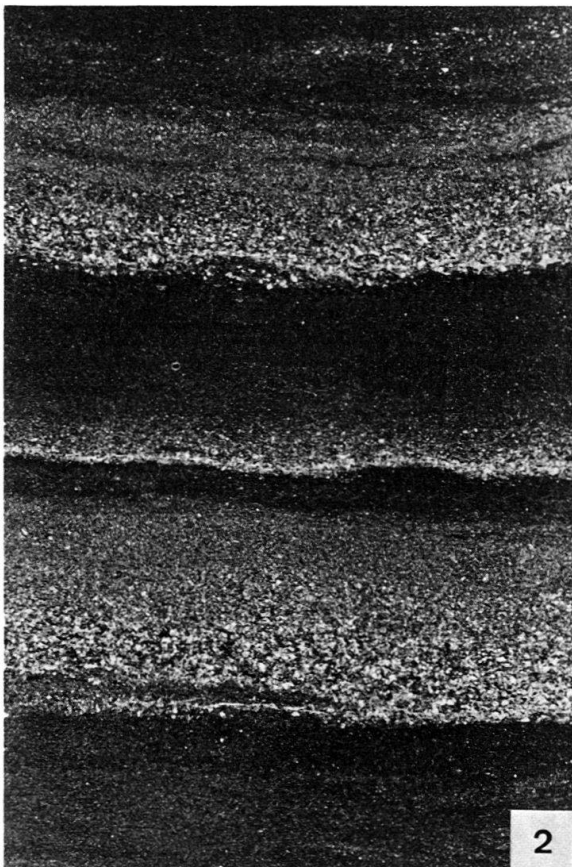
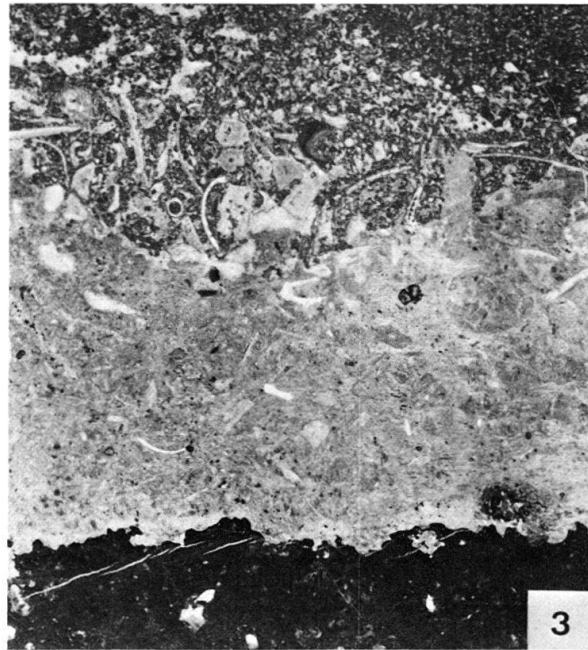
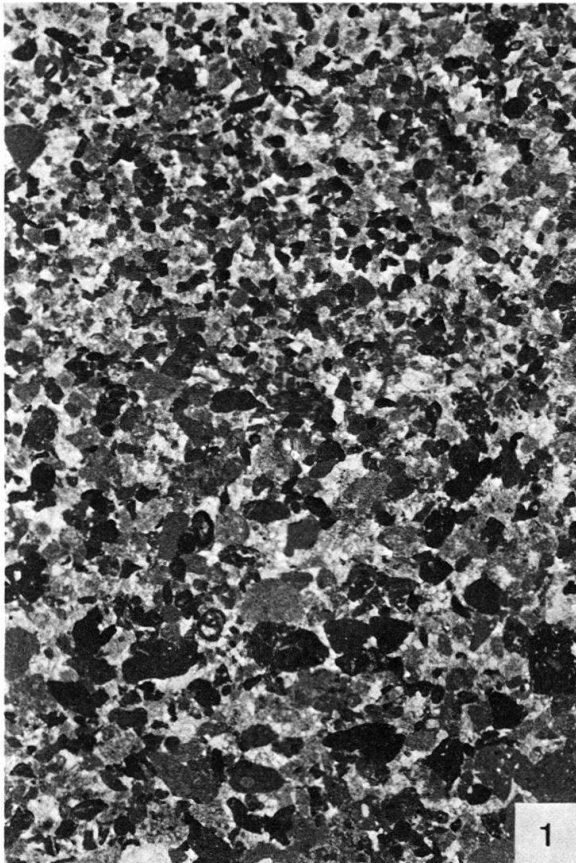
- WILSON, J. L. (1973): *Carbonate facies in geological history*. – Springer, Berlin / Heidelberg / New York.
 ZORN, H. (1971): *Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatore-dolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen*. – Schweiz. paläont. Abh. 91.

Unpublizierte Arbeiten:

- KÄLIN, O. (1974): *Stratigraphie und Sedimentologie des Monte Nudo-Beckens* (Teil II). – Diplomarb. ETH Zürich.
 LÜTHI, S. (1973): *Stratigraphie und Sedimentologie des Monte Nudo-Beckens* (Teil I). – Diplomarb. ETH Zürich.
 MORAX, F. (1976): *Stratigraphie und Sedimentologie des Monte Nudo-Beckens* (Teil IV). – Diplomarb. Univ. Zürich.
 TRÜMPY, D.M. (1975): *Stratigraphie und Sedimentologie des Monte Nudo-Beckens* (Teil III). – Diplomarb. Univ. Zürich.
 WIEDENMAYER, F., BISIACH, C., & MÜLLER, W. (1964): *Nuove osservazioni sul limite Trias/Giura tra la stazione di Bisuschio-Viggiù e le cave di Saltrio*. – Manusk. Univ. Basel.

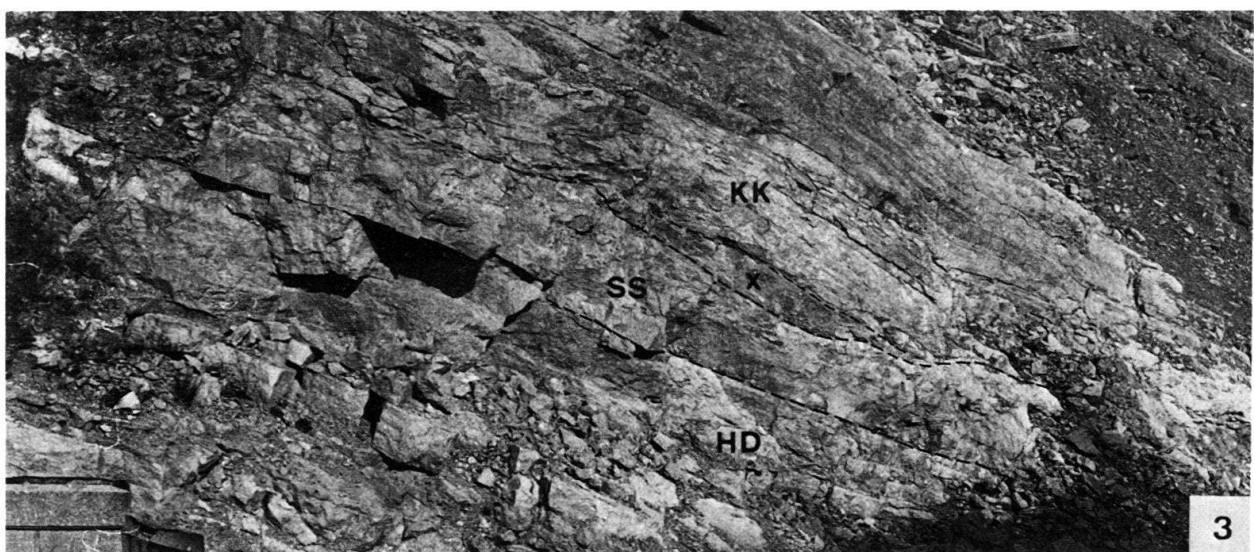
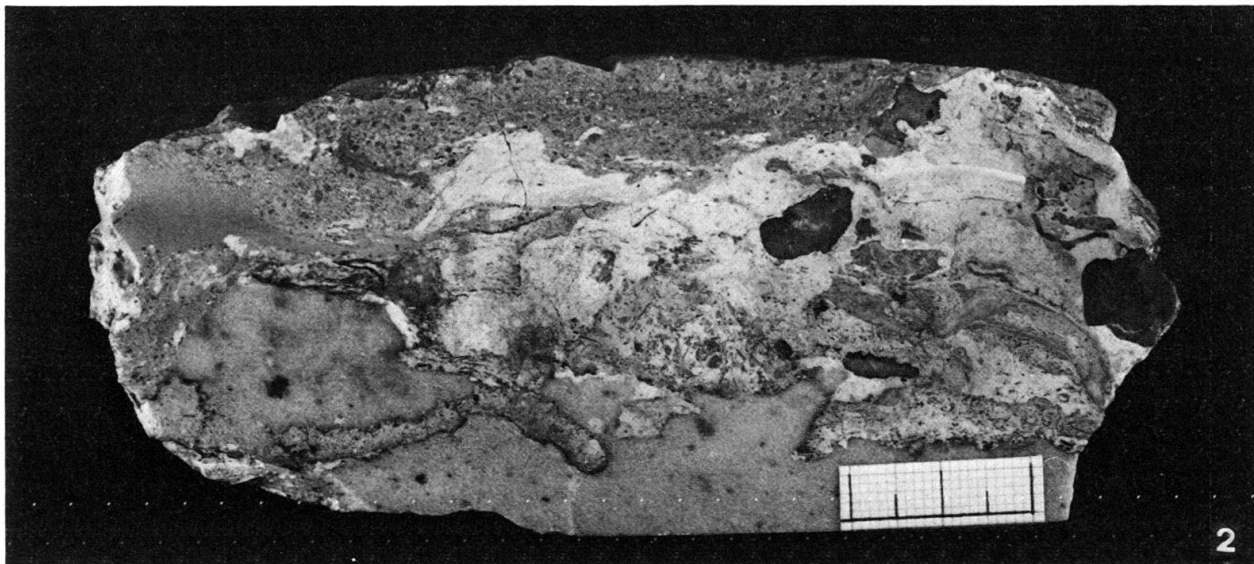
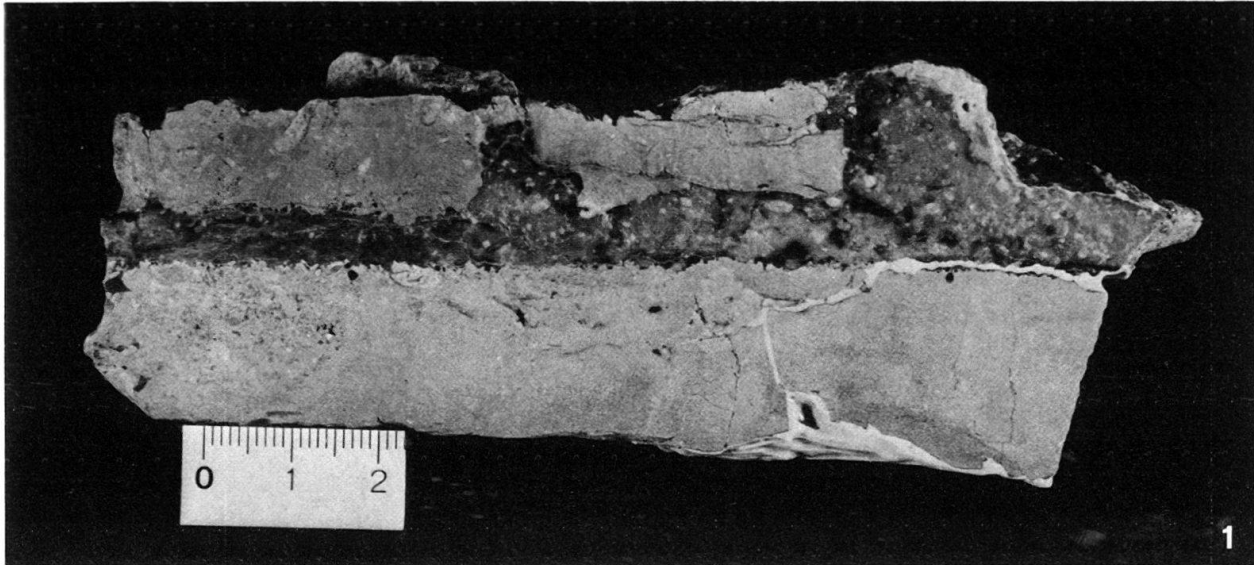
Tafel 1

- Fig. 1 Kalzitisch zementierter, epiklastischer Dolarenit; undeutlich gradiert. Lithische Komponenten dominieren; sie entstammen dem Hauptdolomit und der Tremona-Serie. Saltrio-Schichten, Typ Viggiù; ? Hettangian.
 Tassera, W von Viggiù. Dünnschliff-Ausschnitt ca. $11 \times 7,5$ mm.
- Fig. 2 Laminit. Wechselfolge tonreicher, mikritischer und gradiert, (fein)arenitischer bis siltiger Feinschichten. Die gradierten Laminæ bestehen vorwiegend aus detritischem Dolomit und Quarz.
 Saltrio-Schichten, Typ Poaggia (Cc); oberstes Unter-Sinemurian.
 Val Cornee, Saltrio. Dünnschliff-Ausschnitt ca. $17 \times 11,3$ mm.
- Fig. 3 Basis des Unter-Sinemurian-Kondensationshorizontes. Der angebohrten Oberfläche des rhätischen (Tremona-Serie) Pelmikrits liegt ein bioklastischer Wackestone bis Packstone auf. Komponenten: vorwiegend Echinodermen-Fragmente und Bivalvenschill, untergeordnet aufgearbeitete Lithoklasten. An der Basis sind sowohl Komponenten als auch Matrix fast vollständig silifiziert.
 Saltrio-Schichten, Typ Poaggia (Ca); Unter-Sinemurian.
 T. Poaggia, E von Viggiù. Dünnschliff-Ausschnitt ca. $15 \times 13,4$ mm.
- Fig. 4 Biokalkarenit. Dominierende Komponenten: Echinodermen- und Bivalven-Detritus, oft mit homoaxialen Anwachsflächen. Bohrgänge dringen in den bereits zementierten Kalkarenit ein. Füllung: glaukonitreicher Pelmikrit, untergeordnet siltiger Quarz-Feldspat-Detritus.
 Saltrio-Schichten, Typ Saltrio; oberstes Unter-Sinemurian.
 Cava Salnova, Saltrio. Dünnschliff-Ausschnitt ca. 11×12 mm.
- Fig. 5 Encrinit; Anwitterungsfläche. Neben Crinoiden-Stielfragmenten (*Pentacrinus* sp.) und isolierten Stielgliedern untergeordnet Echiniden-Stacheln und ein aufgearbeitetes Geröll in kondensierter Fazies (? Unter-Sinemurian-Kondensationshorizont).
 Saltrio-Schichten, Typ Saltrio; oberstes Unter-Sinemurian.
 T. Ripiantino, Saltrio. Ausschnitt $6,3 \times 7,2$ cm.



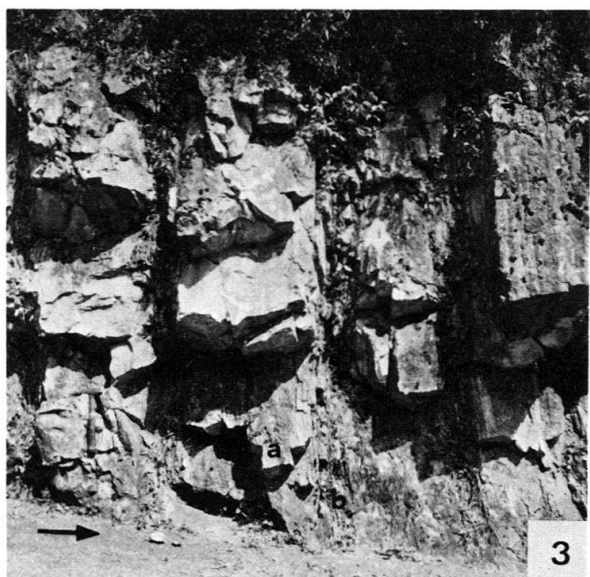
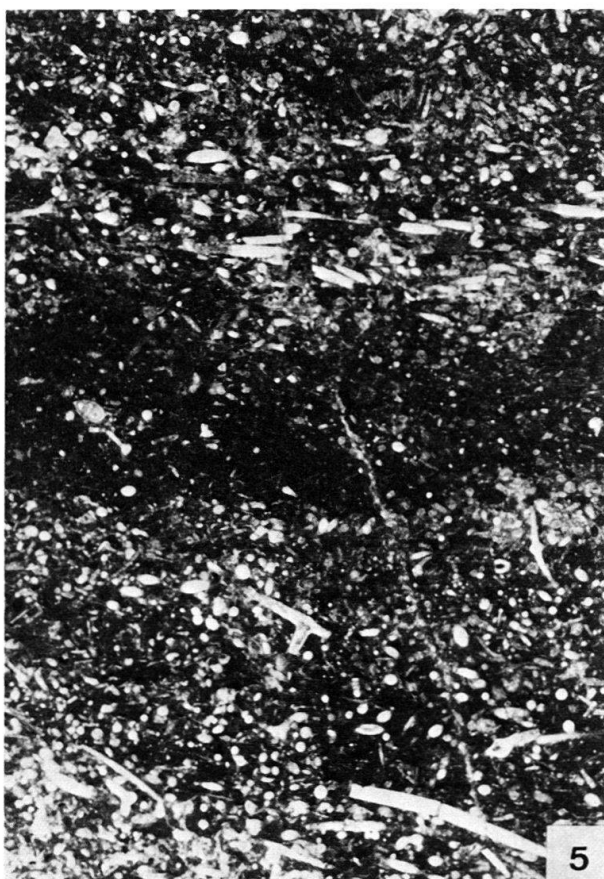
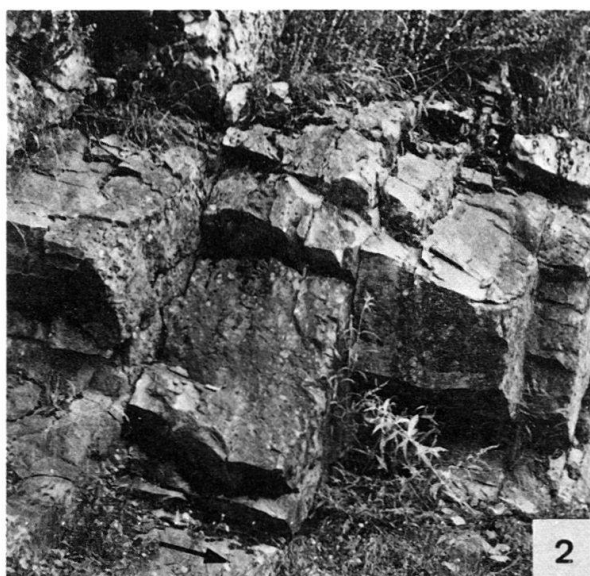
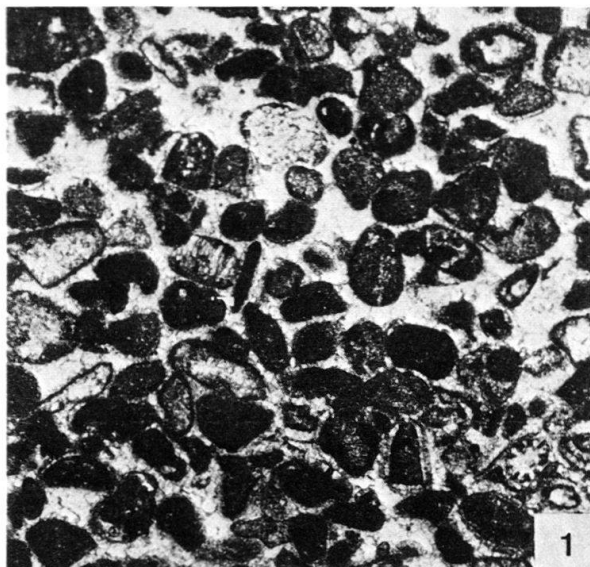
Tafel 2

- Fig. 1** Kontakt Tremona-Serie / Saltrio-Schichten (vgl. Tf. 1, Fig. 3). Der partiell silifizierte bioklastische Packstone des Unter-Sinemurian-Kondensationshorizontes enthält aufgearbeitete Komponenten des unmittelbar liegenden Sediments. Die Komponente links ist allseitig angebohrt.
T. Poaggia, Viggiù.
- Fig. 2** Basis des Kondensationshorizontes im Dach des Typs Saltrio der Saltrio-Schichten (vgl. Fig. 3). Der feinkörnige Encrinit (unten) ist angebohrt. Der Kondensationshorizont führt Biokalkarenit-Komponenten, Gerölle phosphatisierter Karbonate (dunkel), Bruchstücke dickschaliger Bivalven, Echinodermen-Fragmente und reichlich arenitischen Quarz-Feldspat-Detritus. Matrix: blassgrüner glaukonitischer Pelit.
Cava Salnova, Saltrio; unteres Ober-Sinemurian.
- Fig. 3** Auflagerung der massigen Encrinite (Typ Saltrio) der Saltrio-Schichten (SS) auf Hauptdolomit (HD). Die Auflagerungsfläche ist angebohrt. Im Hangenden des Biokalkarenits (SS), diskontinuierlich, Kondensationshorizont (x) des oberen Sinemurian (vgl. Tf. 2, Fig. 2) und schliesslich gebankte encrinitische Kalkarenite (KK) der Kieselkalk-Basis.
Cava Salnova, Saltrio.
Die Saltrio-Schichten messen etwa 1,5 m.



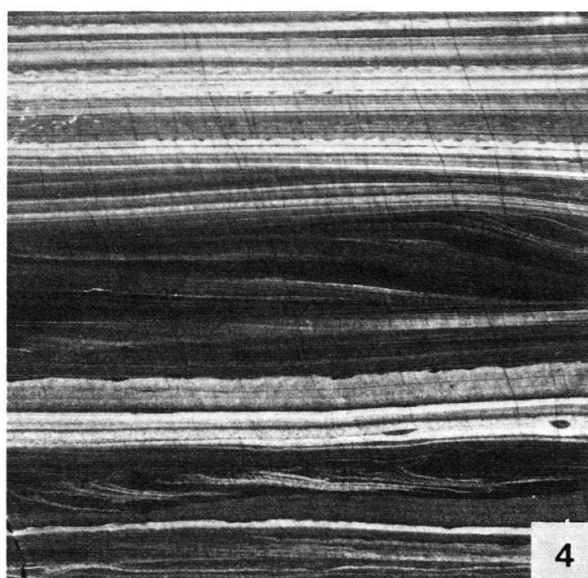
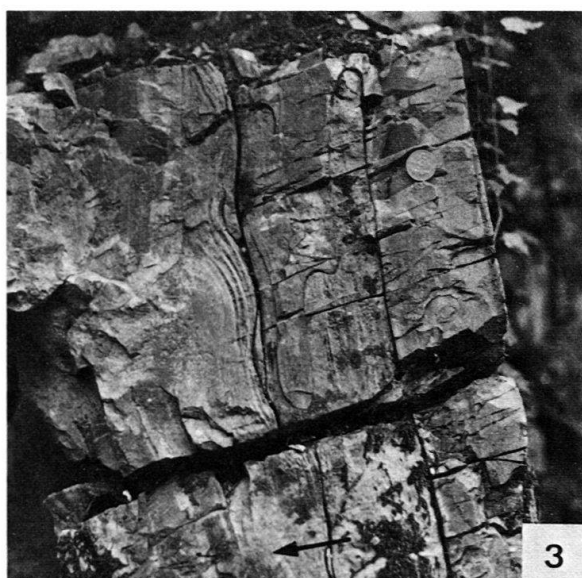
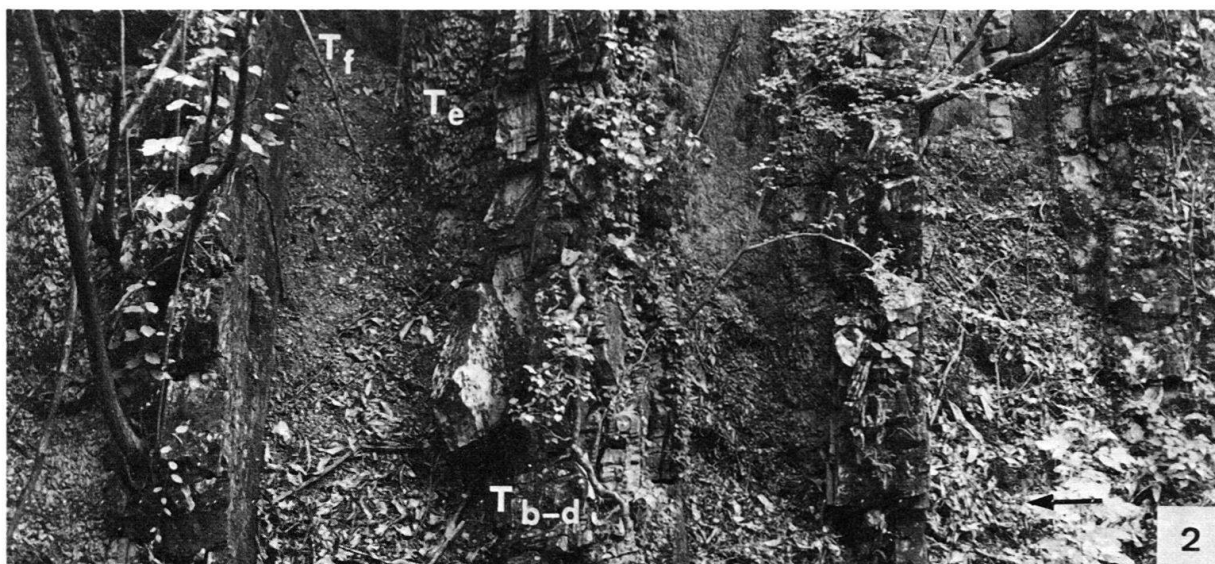
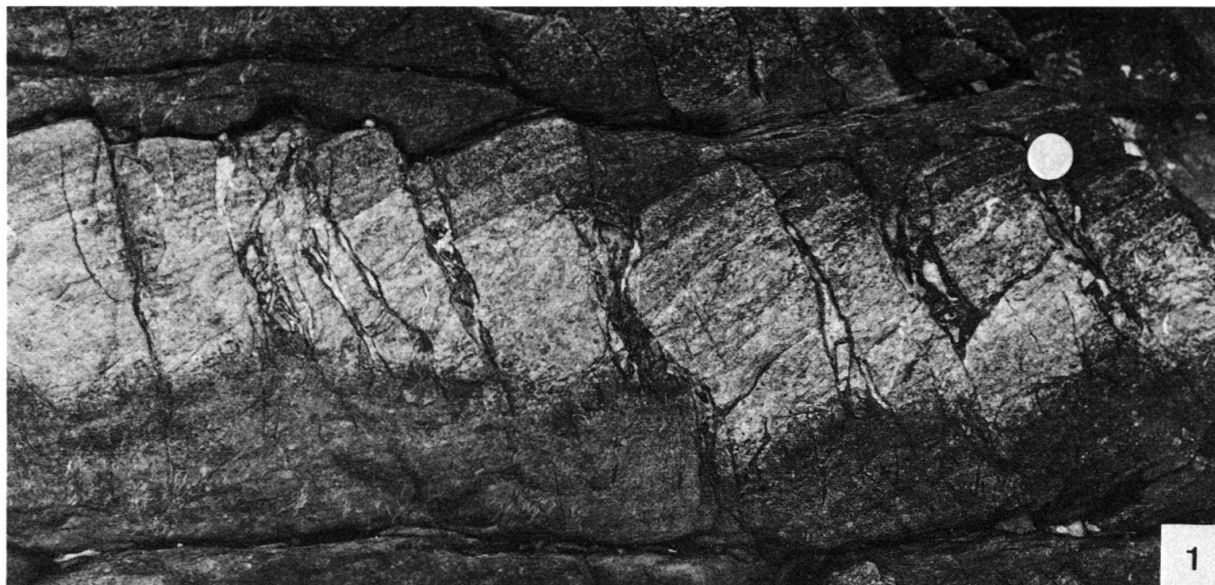
Tafel 3

- Fig. 1 Gut sortierter, pseudoolithischer Grainstone. Komponenten: angerundete bis gut gerundete Kalklutit- und Pelmikrit-Partikel, ab und zu ooidisch umkrustet (Rinden-ooide), daneben gerundeter Organodetritus. Die Komponenten sind oft von einer Mikrithülle umgeben. Mikrosparitisch rekristallisierter A-Zement (die Komponenten säumend); blockiger B-Zement füllt die Restlumina.
Übergang Conchodon-Kalk / lombardischer Kieselkalk; ? Hettangian.
NE von La Crocetta (Passo Cuvignone). Dünnschliff-Ausschnitt ca. $2,3 \times 2,2$ mm.
- Fig. 2 Gebankte Spiculite mit unregelmässigen Hornsteinbändern (im Dach der Bänke), die als poröse, schwammige Skelette herauswittern.
Lombardischer Kieselkalk; monotone Beckenfazies des unteren Lias.
N von Arcumeggia. Profil-Ausschnitt 2,25 m.
- Fig. 3 Rhythmische Alternanz von laminierten oder geflaserten spiculitischen Kalken (a) und schiefrigen bis blättrigen Mergeln (b).
Lombardischer Kieselkalk; distale Fazies der San Giulio-Serie, oberes Carixian.
N von Cittiglio. Profil-Ausschnitt ca. 3 m.
- Fig. 4 Biokalkarenit, reich an aufgearbeitetem vulkanischem Detritus. Neben arenitischem Quarz und untergeordnet Feldspäten, gerundete Porphy-Komponenten. Die Echinodermen-Fragmente zeigen homoaxiale Anwachssäume. Zement kalzitisch.
Saltrio-Schichten, Typ Gozzano; Ober-Sinemurian.
Gozzano, Cava Mentasti. Dünnschliff-Ausschnitt ca. 9×6 mm.
- Fig. 5 Laminiertes Spiculit. Ausschnitt aus einer Alternanz von detritusführenden tonreichen Kalkpelit-Lagen und lagigen Anreicherungen von partiell oder vollständig kalzifizierten Spongiennadel-Fragmenten. Die Ablagerungsstruktur ist häufig durch Bioturbation verwischt.
Lombardischer Kieselkalk; Unter-Lias.
N von Cittiglio. Dünnschliff-Ausschnitt ca. $5,8 \times 8,3$ mm.



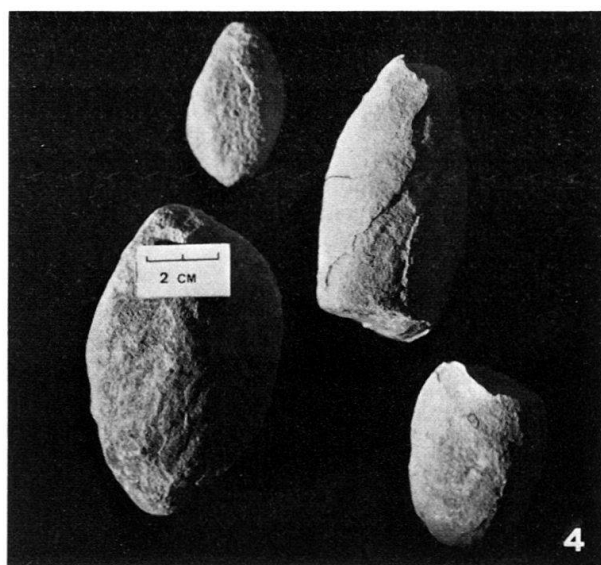
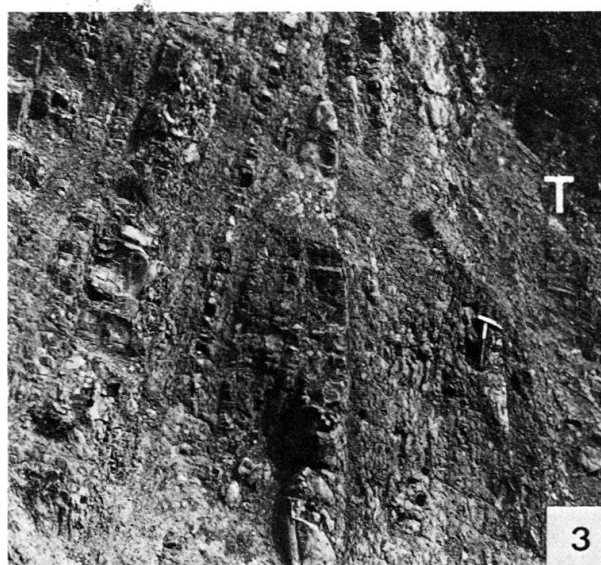
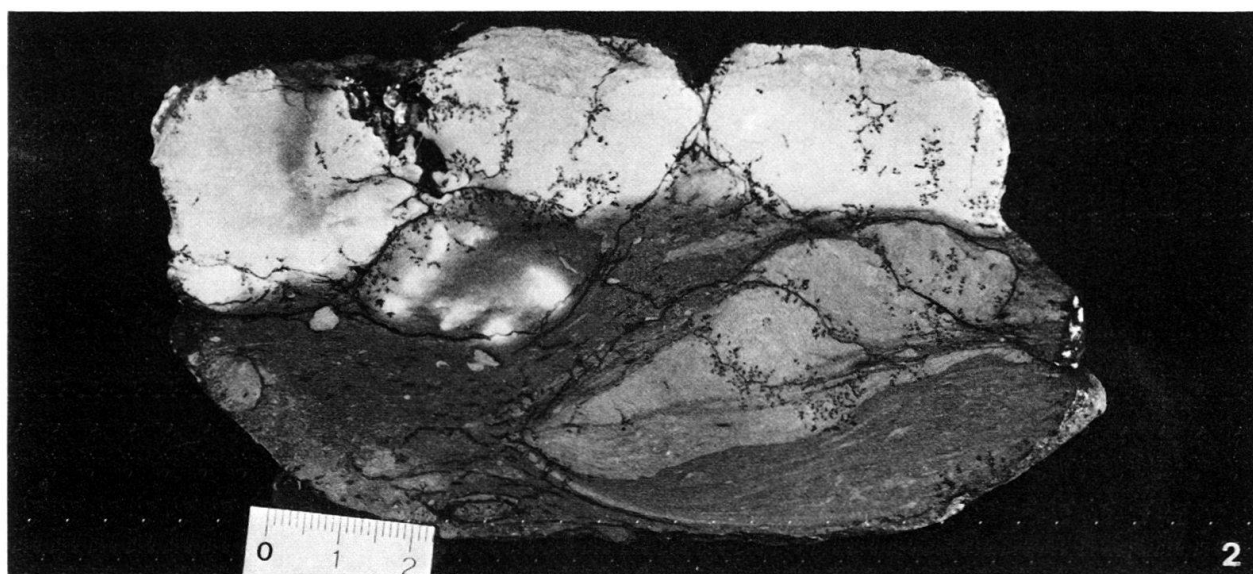
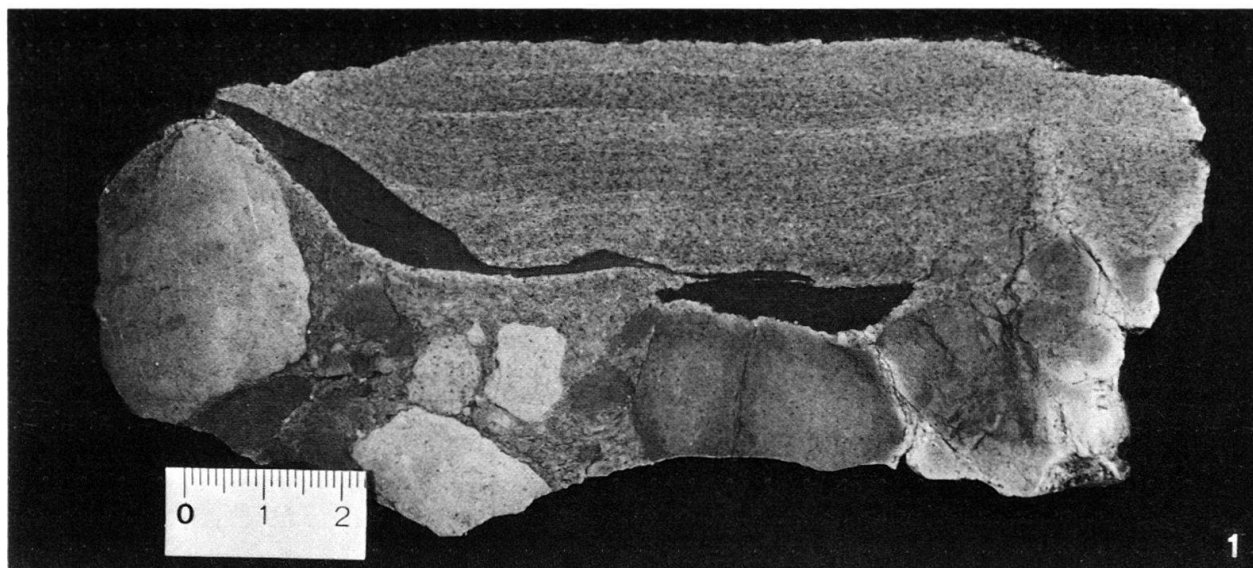
Tafel 4

- Fig. 1 In (semi)lithifiziertem Zustand deformierte Feinbrekzie (proximaler Turbidit). Ein System von Dehnungsbrüchen gliedert die kompetente Bank in einzelne gekippte Schollen. Die inkompetenten Horizonte wurden offensichtlich plastisch deformiert; der mergelige Pelit dringt in entstandene Klüfte ein, zeigt Fließ-Strukturen und im Bereich der Bewegungsfugen (nicht ursprüngliche Bankgrenzen) Schleppungs-Erscheinungen (die Deformation erfolgte vermutlich unter einer relativ mächtigen Sediment-Bedeckung).
Lombardischer Kieselkalk; proximale Fazies der San Giulio-Serie.
Langensee-Ufer S von Reno. Durchmesser der Münze 2,3 cm.
- Fig. 2 Folge mächtiger (amalgamierter) Kalkturbidite. T_{b-d} : Kalkarenit mit lagigen und linsigen Hornsteinen (*B*-, *C*-, *D*-Intervalle der Bouma-Sequenz). Bankunterflächen zeigen keine orientierten Strömungsmarken. Charakteristisch sind bankinterne Marken und Unregelmässigkeiten bzw. Wiederholungen in der vertikalen Abfolge der Bouma-Intervalle.
 T_e : Massiger dunkelgrauer Pelit (*E*-Intervall der Bouma-Sequenz).
 T_f : Hemipelagische Mergel (*F*-Intervall der Bouma-Sequenz).
Scharfe Kontakte sowohl zwischen T_{bcd} und T_e , als auch zwischen T_e und T_f .
Valmaggiore-Formation; Toarcian.
NE von Cittiglio. Profil-Ausschnitt 6,5 m.
- Fig. 3 Basis einer Turbidit-Sequenz (zweite Bank von links in Fig. 2). Parallel-laminiertes Intervall (mit Hornstein-Band), gefolgt von syngenetisch deformierter Schrägschichtung, die im Dach diskordant wiederum von einem parallel-laminierten Intervall abgeschnitten wird. Sowohl im basalen lagigen als auch im diskontinuierlichen Hornstein sind Ablagerungsstrukturen noch deutlich zu erkennen.
Valmaggiore-Formation; Toarcian.
NE von Cittiglio. Durchmesser der Münze 2 cm.
- Fig. 4 Gut sortierter laminiertes Siltit, ? Contourite (Mächtigkeit 8 cm; an der Basis und im Dach scharf begrenzt; eingeschaltet in hemipelagische Mergel; im Gegensatz zu den assoziierten Resedimenten, vgl. Fig. 2, ohne massigen Pelit T_e). Strukturen: Parallel-Lamination, einzelne gradierte bzw. invers gradierte Feinschichten; «forset bedding», penekontemporär deformierte «forset beds» (kleinmaßstäbliche Konvolution) (Schrägschichtung und Parallel-Lamination lösen sich lateral unregelmässig ab). In den hellen Feinschichten sind Spongiennadel-Fragmente und Radiolarien-Skelette angereichert. In den dunklen Intervallen dominieren siltige pelletoide Lutit-Aggregate.
Valmaggiore-Formation; Toarcian.
NE von Cittiglio. Ausschnitt 7,3 × 7,5 cm.



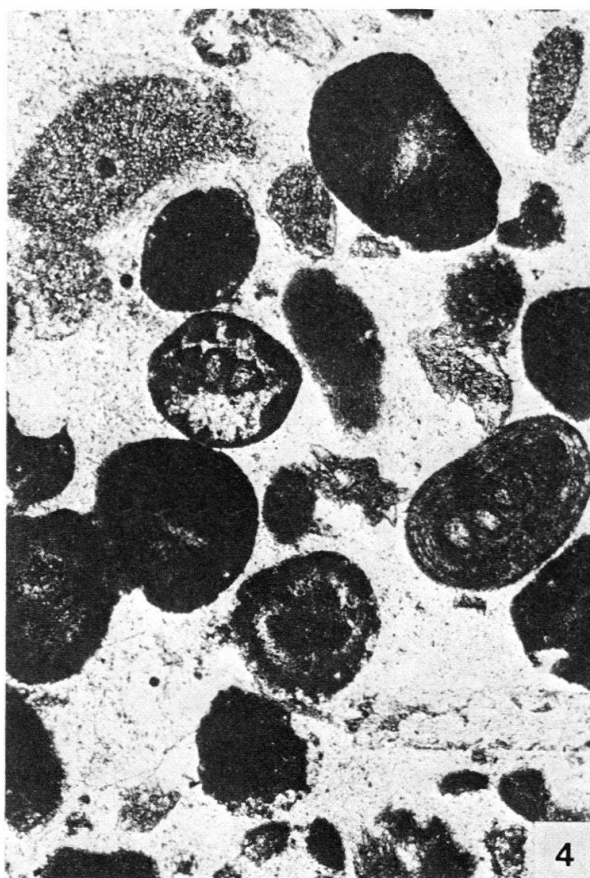
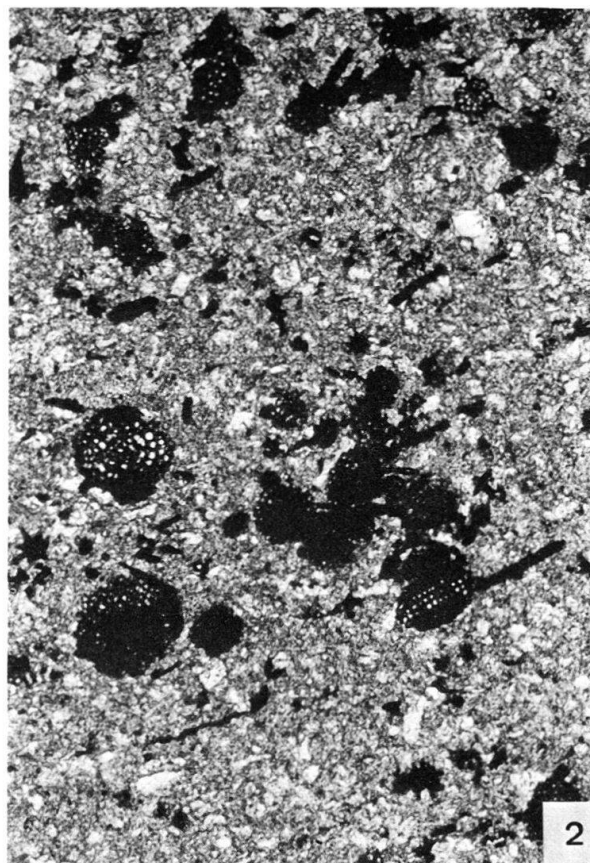
Tafel 5

- Fig. 1** Rutschungskonglomerat mit assoziiertem laminiertem Arenit. Gerölle (? oberes Domerian): Glimmer, siltiger Quarz, untergeordnet Feldspat und Glaukonit führende Biomikrite (Spongiennadel-Fragmente, Radiolarien, Schälchen pelagischer Bivalven, Ammoniten-Embryone). Die ockerfarbenen (dunkleren) Gerölle sind von violetten Tonfasern durchzogen. Die homogenen dunkelgrauen Pelite entstammen offensichtlich einer (partiell) aufgearbeiteten Turbidit-Sequenz der Valmaggiore-Formation. Sowohl die Matrix des Konglomerats als auch der laminierte Arenit (Grainstone bis Packstone) im Dach setzen sich aus Intraklasten (aufgearbeitete semikonsolidierte Biomikrite), Schill pelagischer Bivalven, einzelnen Echinodermen-Fragmenten und Quarz-Feldspat-Detritus zusammen; akzessorisch tritt Glaukonit dazu. Einzelne Rutschungskonglomerate dieses Typs schalten sich in die basalen Glieder der Valmaggiore-Formation ein; oberstes Domerian – unterstes Toarcian. N von Pozzolo-Gavirate.
- Fig. 2** Mergelkalk-Phacoide und -Brocken in fluidaler mergeliger Matrix (dunkle Sprenkelung: linsig ausgezogene Chondriten). Die untere Hälfte des grossen, monoklinen Phacoids ist lamelliert («Lamellierung»: durch eine frühdiagenetische Deformation entstandene Feinschichtung, nicht Ablagerungsstruktur; cf. VOIGT 1962). Während die obere Hälfte des Phacoids aus einem reinen Kalksiltit (vermutlich Pelit-Intervall eines pelagischen Turbidits) besteht, enthält der lamellierte Teil mergeliges Sediment der Matrix. Der pelagische Kalkturbidit, oben, wurde bei der Remobilisierung des Sediments, entsprechend seiner stärkeren Verfestigung, lediglich in Blöckchen zerlegt. Die gröbere Fraktion des Turbidits besteht aus dicht gepackten (offensichtlich in semilithifiziertem Zustand transportierten) Biomikrit-Klasten (auf dem Bild nicht deutlich sichtbar), der feinkörnige Teil aus Schill pelagischer Bivalven. «Ammonitico Rosso»; oberes Toarcian. T. Ripiantino, Saltrio.
- Fig. 3** Submarine Rutschung. Weitgehend plastisch deformierte liegende Falte, überlagert von einem locker gepackten intraformationellen Rutschungskonglomerat. In der mergeligen Matrix «driften» mehr oder weniger intensiv durchbewegte Mergel- und Mergelkalk-Phacoide, seltener Schillkalk-Gerölle (? Fragmente pelagischer Turbidite) mit undeformiertem Kern und einer lediglich sehr dünnen fluidalen Rinde. Im Dach der Rutschung: gradiert Kalkrudit bis -siltit (T). «Ammonitico Rosso»; oberes Toarcian. Strasse Casalzuigno-Arcumeggia. Die submarine Rutschung misst ca. 2,5 m.
- Fig. 4** Isolierte spindel- und linsenförmige Phacoide aus der submarinen Rutschung (Fig. 3). Oben rechts: von seiner ausgezogenen Vorderfront («Nase») eingewickelter Phacoid. «Ammonitico Rosso»; oberes Toarcian. Strasse Casalzuigno-Arcumeggia.



Tafel 6

- Fig. 1 «Ripple-load convolution» in Kalkturbidit. Die kleinmaßstäbliche Abschiebung (die eine Folge heller Laminae versetzt), vermutlich auch die Kleinfältelung, sind während der Frühdiagenese entstanden (Kompaktion). Die Feinschichten sind gradiert: basal feinarenitische Karbonat-Partikel, Spongiennadel-Fragmente und Radiolarien (mikrospartitisches Rekristallisationsgefüge); in den siltigen Partien (dunkel) dominieren kryptokristalline pelletoiden Kalklutit-Aggregate.
Valmaggiore-Formation; Toarcian.
NE von Cittiglio. Ausschnitt $11 \times 7,6$ cm.
- Fig. 2 Anreicherung von pyritiserten Radiolarien-Skeletten bzw. -Fragmenten in mergeligem Kalksiltit (Pelit-Intervall einer Turbidit-Sequenz).
Valmaggiore-Formation; Toarcian.
Valmaggiore, N von Brenta. Dünnschliff-Ausschnitt ca. $0,75 \times 0,5$ mm.
- Fig. 3 Kalkturbidit; multiple Gradierung. Komponenten: basal, (fein)arenitische Bioklasten, Intraklasten und untergeordnet silikatischer Detritus. In den siltigen Intervallen dominieren kryptokristalline, pelletoiden Aggregate (reich an Tonmineralen und Pyrit-Framboiden). Oben ist die Ablagerungsstruktur durch Bioturbation zerstört.
Valmaggiore-Formation; unterer Dogger.
Valmaggiore, N von Brenta. Dünnschliff-Ausschnitt $6,5 \times 4,5$ mm.
- Fig. 4 Ausschnitt aus dem (sekundär) kieselig zementierten (feinfaseriger Chalcedon) basalen Intervall eines distalen Turbidits. Die Komponenten (partiell silifiziert) entstammen einem flachmarinen Ablagerungsbereich: umkrustete Foraminiferen (Lageniden, *Robulus* sp.), mikritisierte Rundkörper, Echinodermen-Fragmente (homoaxiale Anwachssäume reliktsch erhalten).
Dieselbe Probe enthält ausserdem Ooide, gerundete Intraklasten, Bruchstücke dicken-schaliger Bivalven und einzelne (nicht umkrustete) Lageniden und Ophthalmidien; in den feinkörnigen Partien tritt pelagischer Organodetritus (Schill dünn-schaliger Bivalven und Radiolarien) dazu.
Basis der Radiolarit-Gruppe; ? oberer Dogger.
Beverina, N von Besozzo. Dünnschliff-Ausschnitt ca. $2,9 \times 2$ mm.



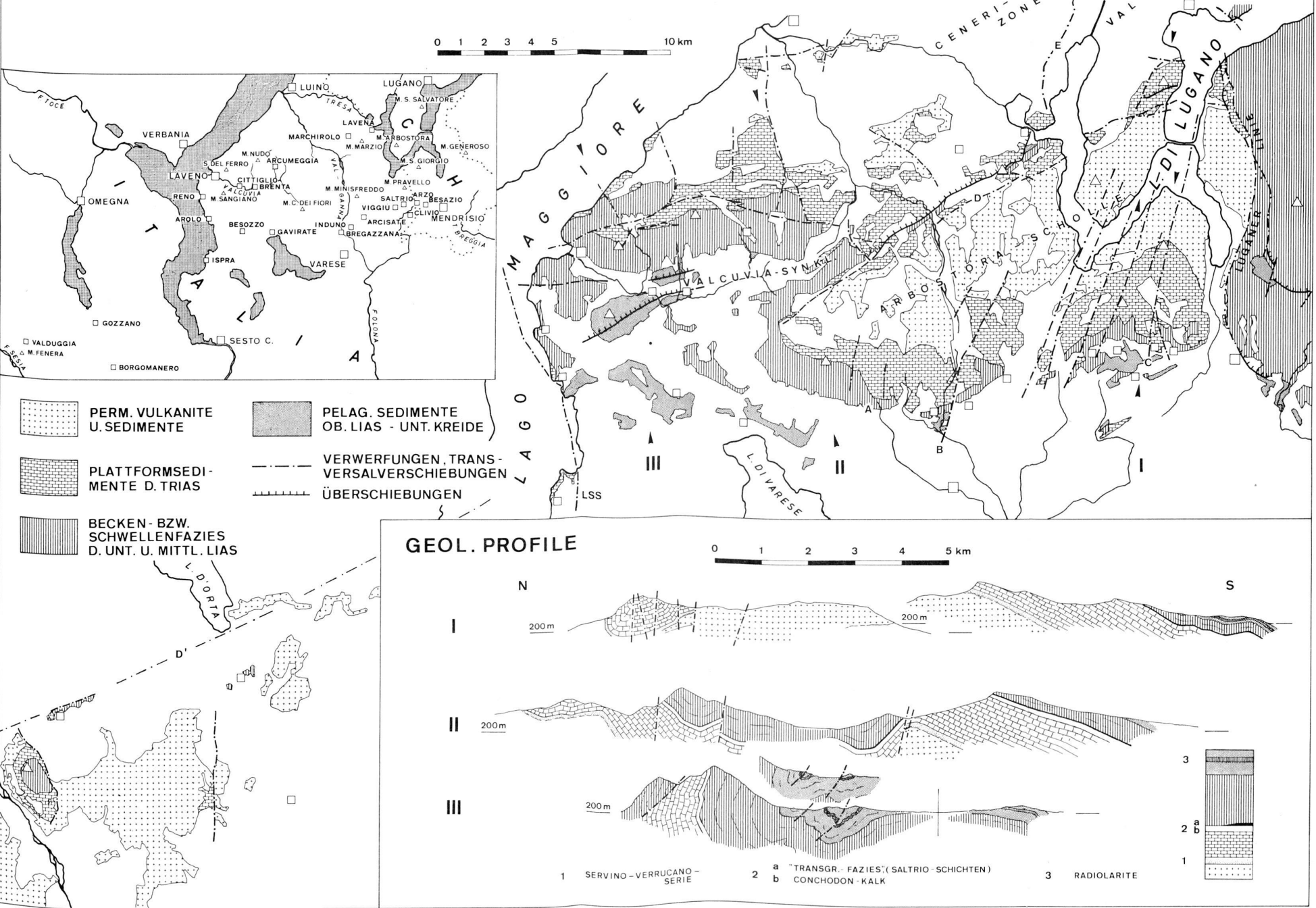
Tafel 7**Geologisch-tektonische Kartenskizze der Westlombardei**

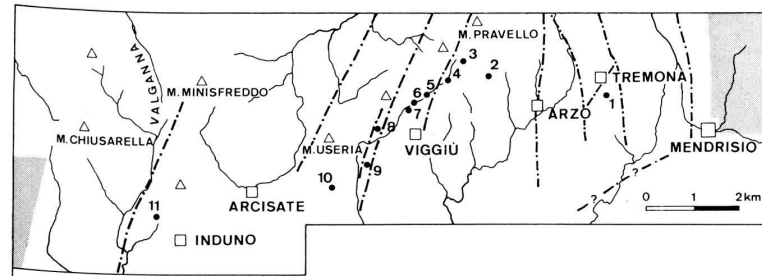
Zusammengestellt nach SENN (1924), LEUZINGER (1926), VAN HOUTEN (1929), BERNOULLI (1964), LÜTHI (1973, unpubl.), MORAX (1976, unpubl.), den Blättern 30 *Varallo* (1927), 31 *Varese* (1932), 32 *Como* (1937) der Carta Geologica d'Italia 1:100 000 und eigenen Aufnahmen.

Paläotektonische Lineamente:

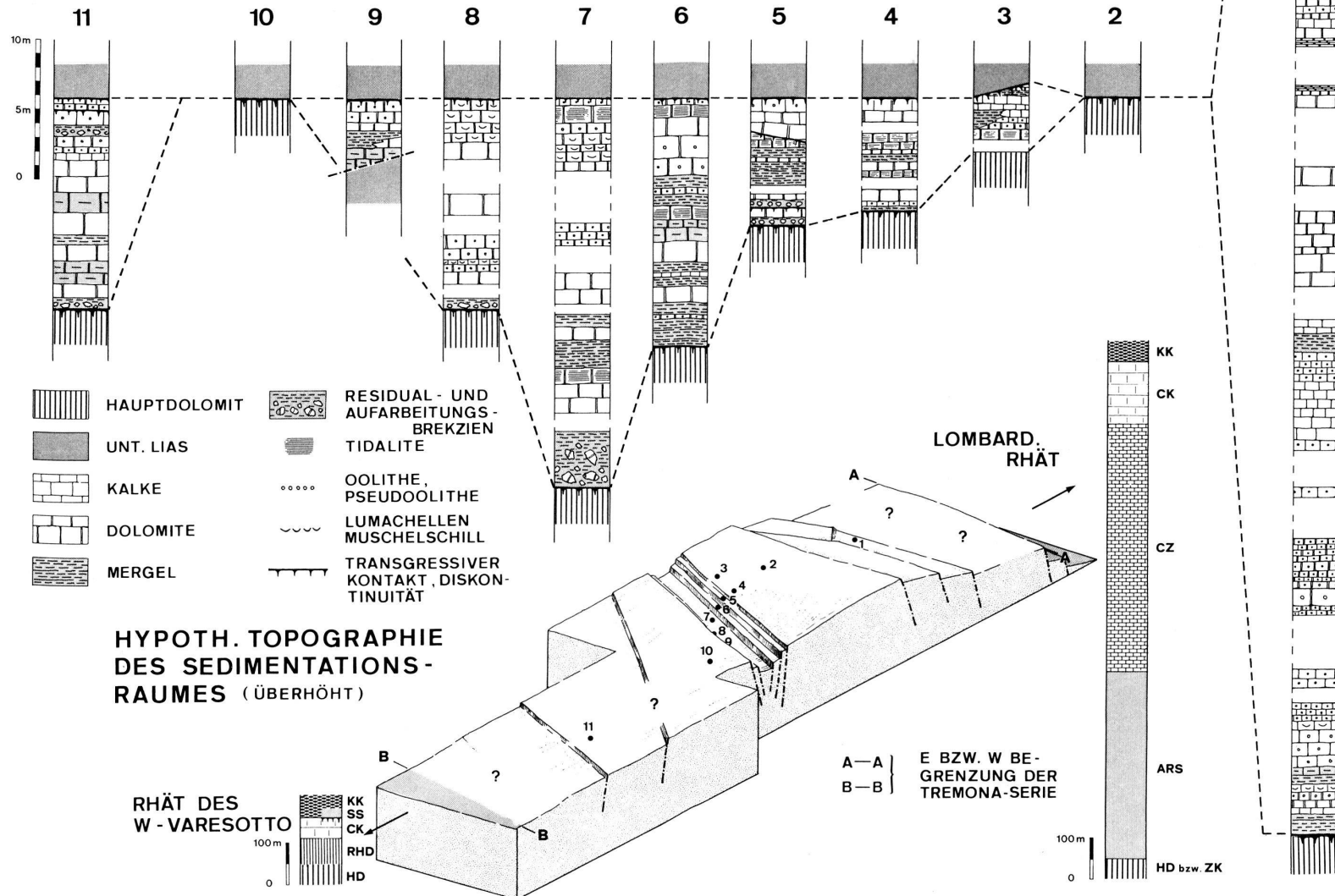
- LSS = Langensee-Störung
- A = Santa Maria-Störungen
- B = Valganna-Minisfreddo-Störung
- C = Arzo-Bruch
- D = Brusimpiano-Cabiaglio-Linie (nördliche Begrenzung der Arbostora-Scholle)
- D' = westliche Cremosina-Linie (ungefährer Verlauf, nach BORIANI & SACCHI 1974)
- E = Caslano-Taverne-Gazzirola-Linie

GEOL./TEKT. KARTENSKIZZE DER W-LOMBARDEI





DIE SERIE VON TREMONA **LATERALE ENTWICKLUNG** **(SCHEMATISIERT)**

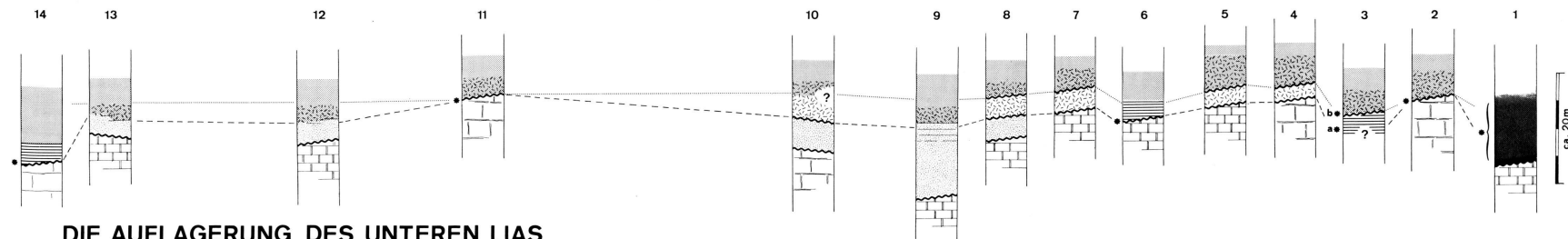


Lokalisierung der Profile 1–11:

- 1=S. Agata, Tremona (nach Wiedenmayer 1963)
- 2=Cava Salnova, Saltrio
- 3=Mte. Orsa, P. 861
- 4=Torrente Poaggia, ca. 600 m
- 5=Torrente Poaggia, ca. 570 m
- 6=Villa Mamoli, Torrente Poaggia (a), (nach Gnaccolini 1964 und Wiedenmayer et al., unpubl.)
- 7=Villa Mamoli, Torrente Poaggia (b), (nach Wiedenmayer et al., unpubl.)
- 8=Cava W von Viggiù (nach Wiedenmayer et al., unpubl.)
- 9=Tassera, Viggiù
- 10=Brenno Useria
- 11=Frascarolo (nach Senn 1924, mod.)

Legende zu den Vergleichsprofilen:

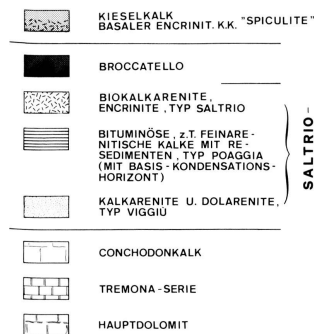
- HD bzw. ZK = Hauptdolomit bzw. Calcarei di Zorzino
- ARS = Argillite di Riva di Solto
- CZ = Calcarei di Zü
- RHD = rhätischer Hauptdolomit
- CK = Conchodon-Kalk
- SS = Saltrio-Schichten
- KK = lombardischer Kieselkalk



Lokalisierung der Profile 1-14:

- 1 = Cava d'Arzo (nach Wiedenmayer 1963)
- 2 = Borgoli, Arzo
- 3 = Val Cornee, Saltrio
- 4 = Cava Sainova, Saltrio
- 5 = Torrente Ripiantino, Saltrio
- 6 = Torrente Poaggia
- 7 = Villa Mamoli, Torrente Poaggia
- 8 = Monte San Elia
- 9 = Tassera, Cava di Viggiù
- 10 = Brenno Useria
- 11 = Monte Monarco, N-Grat (nach Senn 1924)
- 12 = Bregazzana, Valganna (nach Morax 1975, unpubl., mod.)
- 13 = Santa Maria del Monte (nach Morax 1975, unpubl., mod.)
- 14 = Monte Tre Croci, Campo dei Fiori (nach Morax 1975, unpubl., mod.)

DIE AUFLAGERUNG DES UNTEREN LIAS IM RAUME DER ARBOSTORA-SCHWELLE



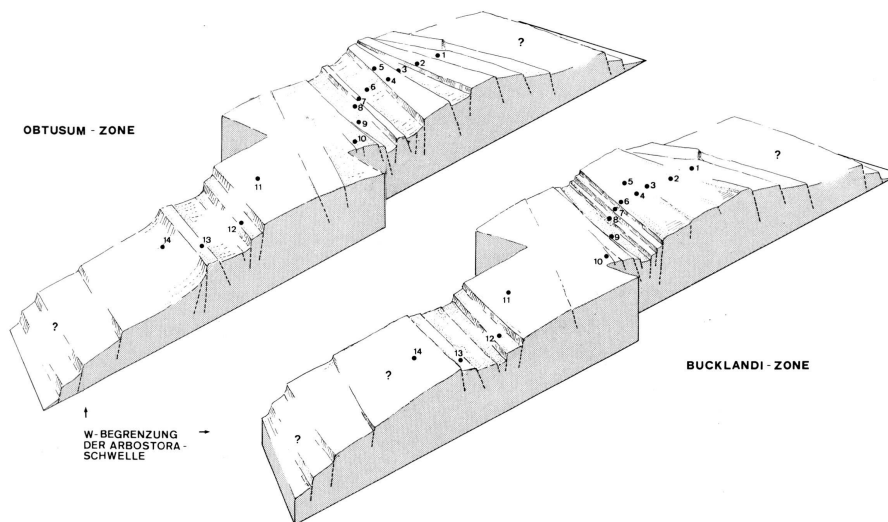
DISKONTINUITÄT (DISKORDANZ,
SEDIMENTATIONSUNTERBRUCH)

VERSUCHSWEISE KORRELATION
DER BASIS DES OBEREN SINE-
MURIAN (OBTUSUM-ZONE)

VERSUCHSWEISE KORRELATION
DER BASIS DES UNTEREN SINE-
MURIAN (BUCKLANDI-ZONE)

SALTRO-
SCHICHTEN

HYPOTH. TOPOGRAPHIE DES SEDIMENTATIONSRAUMES (ÜBERHÖHT)



Fossilliste:

Profil 1: Cava d'Arzo (vgl. Wiedenmayer 1963, p. 569)
Bucklandi- bis und mit Obtusum-Zone (im Broccatello d'Arzo). Möglicherweise umfasst eine Schichtlücke den Rest des Sinemurian.

Folgende Aufschlüsse lieferten ausserdem bestimmbar Faunen:
— P. 508, E von Arzo (vgl. Wiedenmayer 1963, p. 596)
In kondensierten, ockergelben Kalken mit Involutinien lücken-
haft Planorbis- bis und mit Raricostatum-Zone. Die Zonen des
unteren Sinemurian fehlen: ? Schichtlücke.
— Cantine di Tremona (vgl. Wiedenmayer 1963, p. 598)
Semicostatum-Zone im Dach des Broccatello d'Arzo. Der
basale Kieselkalk gehört demnach bereits in die Turneri-Zone.
— Ligonago, E von Tremona (vgl. Wiedenmayer 1963, p. 599)
Obtusum-Zone im Dach des Broccatello d'Arzo.

Profil 2: Cava Borgoli (vgl. Wiedenmayer 1963, p. 599)
Obtusum- bis und mit Raricostatum-Zone.

Profil 3 a, b: Cave di Saltrio, Val Cornee (vgl. Sacchi-Vialli & Cantaluppi
1961, p. 43)

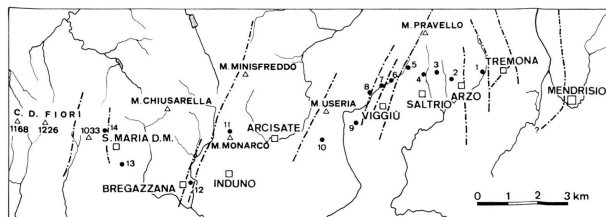
Bucklandi- bis und mit Oxynotum-Zone. Auf die Unterteilung dieses
Fundortes in zwei verschiedene Horizonte wird im Text eingegangen.

Profil 6: Torrente Poaggia
Arnioceras miserabile (Qu.)
Arnioceras sp. indet.
Metaphioceras sp.

Paramioceras sp.
Bucklandi- bis und mit Turneri-Zone.

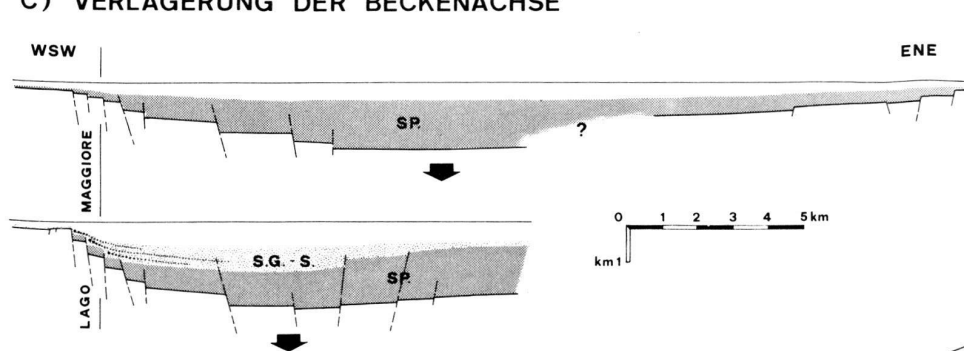
Profil 11: Monte Monarco (vgl. Senn 1924, p. 587)
? Obtusum-Zone.

Profil 14: Monte Tre Croci
Coroniceras sp.
Arietites sp.
Paramioceras sp.
Arnioceras sp.
Bucklandi- und Semicostatum-Zone.

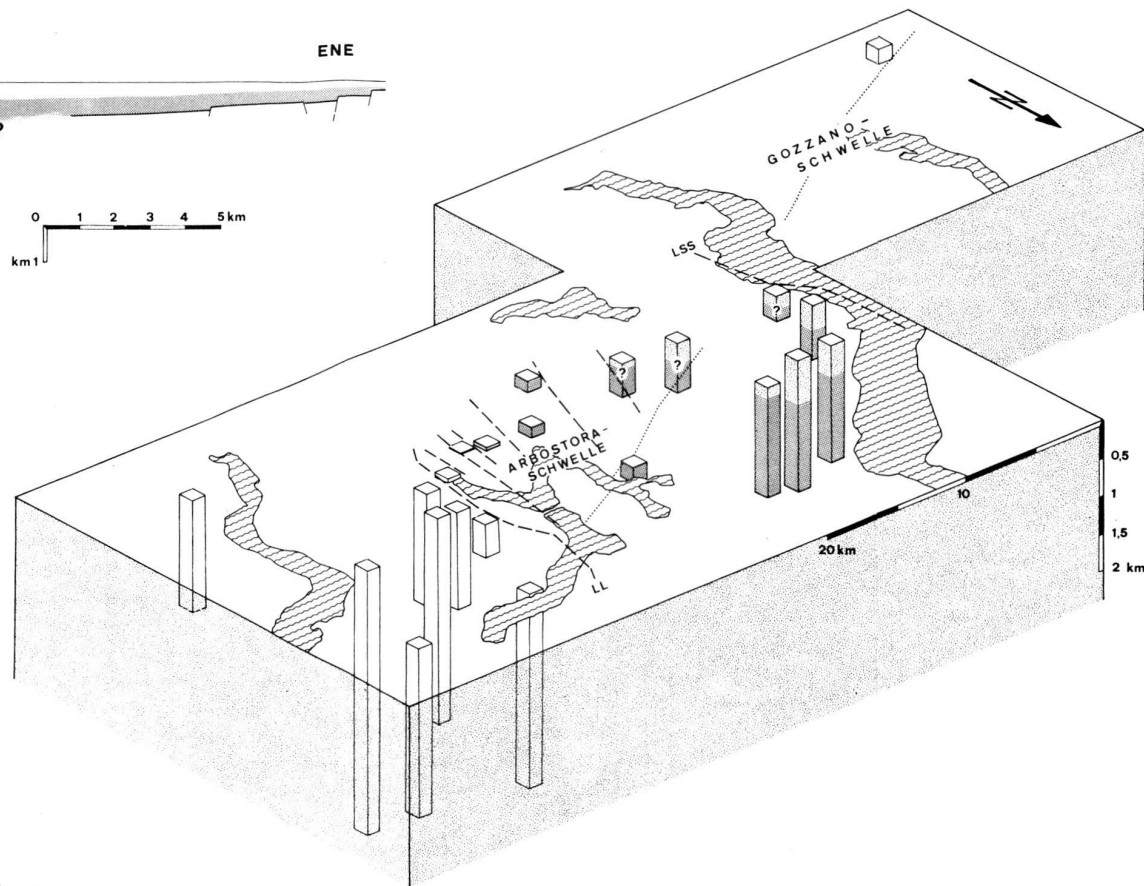


MÄCHTIGKEIT DER UNTER- UND MITTELLIASISCHEN BECKENSEDIMENTE

C) VERLAGERUNG DER BECKENACHSE



B) IN DER WESTLOMBARDEI



A) IM LOMBARDISCHEN BECKEN (UNÜBERHÖHT)

